P O L S K A   A K A D E M I A   N A U K
K O M I T E T   G E O L O G I C Z N Y

ACTA GEOLOGICA POLONICA

KWARTALNIK

Tom VI-7

1-4



WARSZAWA 1956-57
PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE

Adres Redakcji — Adresse de la Rédaction
Warszawa, Pałac Staszica, Nowy Świat 72

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE — DZIAŁ CZASOPISM
Warszawa 1, Krakowskie-Przedmieście 79

Nakład 1200 egz.	*Oddano do składania 23.XI.55 r.*
Ark. druk. 6,75 + 1 wkładka, ark. wyd. 7,2	*Podpisano do druku 29.II.56 r.*
Papier druk. sat. 80 g kl. III 70 × 100	*Druk ukończono w marcu 1956 r.*
Zamówienie nr 540	*Cena zł. 20.— B-7-125063*

STOŁ. ZAKŁADY GRAF. — DRUKARNIA NAUKOWA, WARSZAWA, UL. ŚNIADECKICH 8

ACTA GEOLOGICA POLONICA

VOL. VI WARSZAWA 1956 No. 1

KRZYSZTOF BIRKENMAJER i TADEUSZ WIESER

Tufity w warstwach pstrych osłony pienińskiego pasa skałkowego

TREŚĆ: *Część geologiczna* (K. Birkenmajer). Wstęp — Położenie tufitów w profilu stratygraficznym osłony skałkowej — Porównania i wnioski — *Część petrograficzna* (T. Wieser): Ogólna charakterystyka tufitów — Składniki mineralne tufitów — Porównania i wnioski — Literatura cytowana

Część geologiczna
(napisał K. Birkenmajer)

WSTĘP

Przeprowadzając w roku 1954 dla Polskiej Akademii Nauk badania nad sedymentacją warstw jarmuckich w pienińskim pasie skałkowym, znalazłem w ogniwie warstw pstrych, które nadścielają warstwy jarmuckie, w okolicach Jaworek (na wschód od Szczawnicy) kilkanaście wkładek tufitowych (w druku, *6*)*. Ze względu na to, że warstwy pstre według mego ostatniego opracowania (1954, *5*) odpowiadają granicy kredy i paleogenu, tufity te są najstarszym, jak dotychczas, znanym przejawem ekstruzywnego wulkanizmu karpackiego w geosynklinie pasa skałkowego. Opracowanie ich jest przyczynkiem do poznania zjawisk magmowych na terenie Karpat.

Tufity w utworach kredy i paleogenu Karpat fliszowych należą do zjawisk rzadkich. Pierwszą wiadomość o występowaniu ich w kredzie przynosi praca A. Gawła i M. Książkiewicza (1936, *8*). Tufy porfirytowe (określone w r. 1886 przez E. Tietzego i w r. 1903 przez W. Szajnochę błędnie jako cieszynity) stwierdzono tutaj w Bugaju koło Kalwarii, gdzie już uprzednio luźny kawałek bliżej nie opisanej skały tufowej znalazł L. Chrobak (fide *10*, s. 402). Tufity z Bugaja występują w postaci przewarstwień syngenetycznych z czerwonymi łupkami i marglami globotrun-

* Cyfry *kursywą* w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

kanowymi środkowo lub górnokredowymi serii podśląskiej (por. M. Książkiewicz, *12*, M. Książkiewicz & T. Wieser, *13*). Związane są one najprawdopodobniej genetycznie z intruzjami porfirytowymi okolic Lanckorony.

Analogicznego co tufity z Bugaja wieku są tufy znalezione kilka lat później przez M. Filipescu (1940, 7) w globotrunkanowych marglach senonu w serii fliszowej między Valea Crasna i Teliu (Karpaty Rumuńskie). Tufy te według M. Filipescu mogą być związane ze strefą eruptywną Hârgita-Călimani lub też są wynikiem wulkanizmu lokalnego.

Również z czasu ostatniej wojny pochodzi lakoniczna wzmianka L. Majzona (1943, *17*, s. 158) [1] o występowaniu turów w „Trochamminoiden führende Bunttone" (granica paleogenu i górnej kredy) z miejscowości Gernyes we wschodniej części pienińskiego pasa skałkowego.

Opracowania najświeższej daty, dotyczące wulkanizmu górnokredowego w Karpatach Zachodnich, dali M. Książkiewicz i T. Wieser (*12, 13, 27*) opisując egzotyki występujące w serii podśląskiej Bachowic. Stwierdzono tutaj wśród egzotyków (znanych już uprzednio E. Tietzemu) występowanie skał wulkanicznych szeregu lawowego (spility, bazalty) i przede wszystkim piroklastycznego (tufy i tufity dacytowe itp.), po części o charakterze erupcji podmorskich. Bloki egzotyczne tych skał występują na wtórnym złożu w ciemnych i pstrych łupkach zapewne wieku paleoceńskiego (dan-paleocen), nadścielających margle globotrunkanowe. Określenie wieku erupcji tufowych było możliwe dzięki znalezieniu w tufie enklawy margli z globotrunkanami wieku górnosenońskiego (*27, 13*). Według cytowanych autorów erupcje tufowe zachodziły w ciągu kampanu lub nieco później, lecz w każdym razie przed końcem senonu. Wcześniejszą była faza zasadowych wylewów spilitowych i bazaltowych występujących jako bloki egzotyczne, ponadto w tufach stwierdzonych w postaci okruchów.

W utworach paleogeńskich Karpat wewnętrznych przejawy wulkanizmu znane są już od ubiegłego stulecia. I tak w bartonie Matry znane są tufy i lawy andezytów biotytowych, w rupelu Matry — tufy dacytowe i andezytowe, w rupelu zaś Gór Bukowych (Bükk) — tufy andezytowe (*15*).

W Karpatach zewnętrznych, fliszowych, domieszki wulkanicznego pochodzenia zostały stwierdzone przez K. Krejci-Grafa i W. Wetzela (1936, *9*, s. 83, 92) w oligocenie Rumunii. H. Świdziński (1938, *23*, s. 211) znalazł w łupkach menilitowych Bukowiny (Seletyn) przewarstwienie glinki określonej przez Z. Sujkowskiego jako bentonit. Analogicznego wieku są tufity stwierdzone w łupkach menilitowych Karpat Wschodnich jednostki skolskiej okolic Bolechowa, Doliny, Niebyłowa i nad rzeką

---

[1] „*Uvigerinammina jankói* Majzon nov. sp. „...Diese Art kommt in der tuffigen Trochamminoiden-Schichten von Gernyes häufig vor".

Czeczwą przez O. S. Wjałowa, N. R. Ładyżyńskiego i Ł. G. Tkaczuka (1951, *26*). Wreszcie w roku 1954 M. Książkiewicz i T. Wieser opublikowali dane o występowaniu tufitów w warstwach krośnieńskich serii śląskiej Radziszowa w Karpatach Zachodnich (*14*)[2].

Pragniemy podziękować mgr. St. Gerochowi za oznaczenie mikrofauny warstw pstrych w sąsiedztwie wkładek tufitowych oraz prof. dr. M. Książkiewiczowi za przejrzenie niniejszej pracy.

POŁOŻENIE TUFITÓW W PROFILU STRATYGRAFICZNYM OSŁONY SKAŁKOWEJ

Lokalizacja i opis profilu nr 68

Odsłonięcie warstw pstrych z wkładkami tufitów, oznaczone w zbiorach autora jako profil nr 68, znajduje się na prawym brzegu potoku Grajcarek między wsiami Jaworki i Szlachtowa, w odległości około 0,5 km na zachód od ujścia Potoku Starego. Przebiega tutaj smuga warstw pstrych o szerokości 20-60 m i kierunku ENE-WSW, przechodząca także na lewy brzeg pot. Grajcarka i tu ginąca pod plejstoceńskim tarasem akumulacyjnym. Smuga ta na prawym zboczu doliny potoku zaznacza się charakterystycznym obniżeniem (przełęcz). Na mapie V. Uhliga (*25*) smuga ta znaczona jest jako „margiel puchowski, piaskowce inoceramowe z hieroglifami, zlepieńce — kreda górna“ na południe od koty 669 m. Z obu stron smuga warstw pstrych kontaktuje z warstwami jarmuckimi[3] (mastrycht),

---

[2] W roku 1928 W. Petrascheck (*21*, s. 371) podawał występowanie tufitów plagioklazowo-biotytowych w wierceniach Rzeszotary koło Wieliczki i Skoczowa koło Cieszyna zaliczając je do „subbeskidische Alttertiär“, bez bliższego jednak określenia. „Paleogen subbeskidzki“ w wierceniu Rzeszotary jest częściowo odpowiednikiem tzw. fliszu zewnętrznego w obecnym ujęciu tektoniki Karpat Zachodnich przez M. Książkiewicza (*11*, s. 311-312), częściowo zaś niższą partią miocenu pod nasunięciem fliszu (l. c., s. 358, fig. 83). Jest zatem bardzo prawdopodobne, że jednometrowa warstwa białawego tufitu, stwierdzonego w wierceniu Rzeszotary na głębokości 660—661 m (*19*, s. 370), należy do miocenu.

„Paleogen subbeskidzki“ w wierceniu Skoczowa najprawdopodobniej odpowiada częściowo serii podśląskiej lub fliszowi zewnętrznemu (*11*, s. 314-315) a częściowo zapewne miocenowi, który jest stwierdzony pod nasunięciem fliszu (l. c., tabl. XXXII). Jest zatem również bardzo prawdopodobne, że czterometrowa (sic!) warstwa tufitowa, opisana stąd przez W. Petraschecka (*20*, s. 80), należy do miocenu.

Obydwa stanowiska tufitowe W. Petraschecka nie mogą być ze względu na powyższe niejasności brane pod uwagę przy rozpatrywaniu wulkanizmu karpackiego w paleogenie.

[3] Na mapie V. Uhliga (*25*) warstwy jarmuckie oznaczone są jako „gruboławicowe piaskowce i zlepieńce — kreda górna“.

przyczem kontakt północny jest normalny, natomiast południowy jest kontaktem tektonicznym (por. fig. 1cc).

W odsłonięciu (profil nr 68) widoczna jest wyższa stratygraficznie partia warstw pstrych łuski północnej, kontaktująca tektonicznie z warstwami jarmuckimi łuski południowej. Jak wskazuje położenie hieroglifów, cała seria jest odwrócona tektonicznie i obalona wstecznie ku południowemu wschodowi. Opisując profil od NW ku SE można wyróżnić następujące warstwy:

A. łupki ilaste nieco burzące się z HCl, z bardzo delikatnymi blaszkami miki, barwy wiśniowo-czerwonej, przeławicone gęsto (co 5-15 cm) cienkimi wkładkami zielonych piaskowców hieroglifowych (hieroglify odwrócone) o grubości 0,5-2 cm. Pobrana próbka (nr 189) wykazuje obecność otwornic aglutynujących i rzadkich wapiennych (oznaczenia St. Gerocha):

Saccammina placenta (Grzyb.)	R*
?*Dendrophrya*	C
Hyperammina subnodosiformis Grzyb. . .	R
Ammodiscus ex gr. *incertus* (d'Orb.) . .	F
Thalmannammina subturbinata (Grzyb.)	C
Trochamminoides	C
Recurvoides	C
Haplophragmoides walteri (Grzyb.) . .	R
Valvulinidae (*Plectina, Dorothia*) . . .	C
?*Uvigerinammina jankói* Majzon . . .	C
„*Reophax*" *lenticularis* Grzyb.	R
Rotaliidae (ośródki)	R

B. łupki ilaste nieco burzące się z HCl, z bardzo delikatnymi blaszkami miki, barwy wiśniowo-czerwonej z przerostami analogicznych łupków barwy zielonkawej (od NW) i wkładkami tufitów (od SE). Tufity występują w postaci 13 warstewek o grubości 1,5-10 cm, powytłaczanych tektonicznie. Barwa ich jest seledynowo-zielona lub fioletowo-zielona albo pstra; w warstwach T_1-T_2, T_9-T_{10} i T_{12}-T_{13} (fig. 1, warstwa B) widoczne są makroskopowo liczne blaszki biotytu, skała zaś ma konsystencję sypką po wyschnięciu. W warstewkach T_3-T_8 i T_{11}, które mają barwę zielonkawo-seledynową, biotytu okiem nieuzbrojonym nie obserwujemy i skała ma charakter drobnopelityczny i „rozłożony". Pobrana próbka z łupków (nr 191) wykazała tutaj następujący zespół mikrofauny aglutynującej (oznaczenia St. Gerocha):

* R — 3-5 okazów w analizowanej próbce
F — 6-10 „ „ „
C — 10-25 „ „ „
A — ponad 25 „ „ „

Rhabdammina ex gr. *discreta* Brady	R
Saccammina placenta (Grzyb.)	R
Hyperammina grzybowskii Dyląż.	R
?*Dendrophrya*	F
Hormosina ovulum (Grzyb.)	F
Ammodiscus ex gr. *incertus* (d'Orb.)	R
Glomospira gordialis (J. & P.)	R
Trochamminoides *Haplophragmoides* *Recurvoides* *Thalmannammina subturbinata* (Grzyb.)	A
Haplophragmoides walteri (Grzyb.)	R
Valvulinidae (*Dorothia, Plectina*)	A
?*Uvigerinammina jankói* Majzon	A
Verneuillina sp.	R
Trochammina ex gr. *globigeriniformis* (J. & P.)	R
Trochammina sp., cf. *T. altiformis* Cushm. & Renz	R
„*Reophax*" *lenticularis* Grzyb.	R
Dens piscis	R

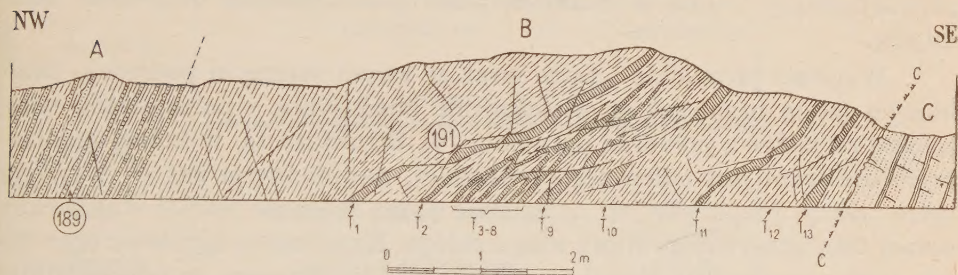


Fig. 1

Odsłonięcie warstw pstrych z tufitami w potoku Grajcarek koło Jaworek

Del. K. Birkenmajer

A — warstwy pstre bez tufitów (łupki z wkładkami piaskowców); B — warstwy pstre z tufitami (T_1-T_{13}); C — warstwy jarmuckie (piaskowce) w kontakcie tektonicznym (c-c)

Liczby oznaczają numery próbek na mikrofaunę

Skład mikrofauny obu pobranych prób (nr 189 i 191) jest zgodny z zespołami otwornic w próbach nr 146 a, b, 153, 157, opisanych z warstw pstrych przez S. Gerocha (w pracy K. Birkenmajera, *5*).

C. Wzdłuż powierzchni odwróconego kontaktu tektonicznego do łupków pstrych z tufitami warstwy B przytykają piaskowce warstw jarmuckich łuski południowej z hieroglifami odwróconymi. Są to piaskowce drobno- i średnioziarniste, miejscami zlepieńcowate, na świeżej powierzchni przełamu niebieskawe, na powierzchni wietrzejącej zielonkawe z żółtymi cętkami po wietrzejących okruchach wapieni.

Pozycja stratygraficzna tufitów

W pracy ogłoszonej w roku 1954 wyraziłem pogląd, że „łupki (warstw pstrych) mogą stanowić ogniwo wiążące osłonę kredową pasa skałkowego z fliszem magurskim, który na tej podstawie również może być interpretowany jako dalszy ciąg osłony skałkowej" *(5*, s. 22). Badania, jakie przeprowadziłem w roku 1954 na terenie pasa skałkowego między Jaworkami a Szczawnicą, wskazują jednak, że zagadnienie przedstawione w cytacie wygląda inaczej. W terenie tym wyróżnić można bardzo intensywną fazę fałdowań (prawdopodobnie bez wynurzania się ponad powierzchnię morza), która nastąpiła po osadzeniu się warstw jarmuckich i pstrych (z tufitami) a przed utworzeniem się kompleksu fliszu magurskiego. Faza ta swym położeniem na granicy kredy i paleogenu dobrze odpowiada okresowi orogenezy laramijskiej. *Nie może tu zatem być mowy o ciągłości sedymentacyjnej i przechodzeniu osłony górnokredowej w osłonę paleogeńską pasa.* Zyskuje natomiast potwierdzenie pogląd D. Andrusowa (*2*, i in.) o niezgodnym spoczywaniu paleogenu magurskiego na elementach osłony górnokredowej i serii skałkowych pasa, poprzedzonym orogenezą laramijską.

Warstwy jarmuckie i pstre wraz ze swym starszym podłożem skałkowym (serią braniską) są wielokrotnie złuskowane i ponasuwane wzajemnie na siebie z południa na północ *(6)*. Struktura ta, w której najstarszym ogniwem jest aalen serii braniskiej, najmłodszym zaś — warstwy pstre osłony, przykryta jest niezgodnie przez znacznie słabiej sfałdowany zespół transgresywnego fliszu magurskiego. Najniższym ogniwem tego fliszu, który tutaj wnika głęboko w obręb pasa skałkowego, są odpowiedniki warstw złatniańskich (iprez, por. *5*), wyższym jego ogniwem — warstwy hieroglifowe (lokalnie) i gruby kompleks piaskowca magurskiego (eocen wyższy i oligocen?) [4].

Ze względu na dwudzielność osłony skałkowej okolic Jaworek i Szczawnicy zaproponowałem ostatnio *(6)* dla starszego cyklu sedymentacyjnego (warstwy jarmuckie i pstre) nazwę *osłony przedlaramijskiej*, dla młodszego zaś (flisz magurski w obrębie pasa skałkowego: warstwy złatniańskie, hieroglifowe, piaskowiec magurski) — nazwę *osłony polaramijskiej*.

Fałdowania laramijskie w pasie skałkowym między Jaworkami a Szczawnicą są starsze niż transgresywne warstwy złatniańskie (iprez) osłony polaramijskiej i prawdopodobnie zachodziły w paleocenie (fig. 2). Kryterium tektoniczne pozwala na bliższe określenie górnej granicy wie-

---

[4] Bliższe udokumentowanie przedstawionych powyżej faktów przeprowadzone będzie w przygotowywanej obecnie przez autora pracy o stosunku fliszu magurskiego do pasa skałkowego.

ku warstw pstrych, co by nie było możliwe do przeprowadzenia na podstawie samej analizy mikropaleontologicznej. Zespół aglutynującej mikrofauny w warstwach pstrych, opracowany przez St. Gerocha, umieściłem w granicach wiekowych: dan-eocen dolny *(5)*. Podstawą do takiego zaliczenia było z jednej strony normalne podłoże stratygraficzne warstw pstrych, którym są warstwy jarmuckie z fauną otwornic mastrychtu, z drugiej zaś strony brak w zespole otwornic, reprezentantów zarówno mastrychtu, jak i środkowego eocenu. Sam zespół nie zawiera form przewodnich i ma charakter przejściowy między kredą a paleogenem. Na podstawie obserwacji stosunków geologicznych w okolicach Szczawnicy i Jaworek można przyjąć, że warstwy pstre reprezentują dan, czy też dan-paleocen.

Wiek		Cykle sedymentacyjne		Fazy fałdowań
oligocen		? ↑	osłona polaramijska	—
eocen	górny	piaskowiec magurski i warstwy hieroglifowe		
	środkowy			
	dolny	warstwy złatniańskie		
paleocen				fałdowanie laramijskie
dan		warstwy pstre z tufitami	osłona przedlaramijska	—
mastrycht		warstwy jarmuckie		
kampan-turon		(erozja)		fałdowanie subhercyńskie
cenoman-aalen		skałkowa seria braniska	cykl skałkowy	—

Fig. 2
Położenie tufitów w warstwach osłony pienińskiej pasa skałkowego okolic Szczawnicy i Jaworek
Linia tłusta oznacza kontakt transgresywny; linia przerywana — prawdopodobne granice czasowe ogniw stratygraficznych

Powyższe określenie wiekowe warstw pstrych odnosi się do przypadku, gdy leżą one normalnie na warstwach jarmuckich. W pracy z roku 1954 (l. c.) wspominałem jednak, że znane mi są w okolicy Frydmana na Polskim Spiszu takie profile, gdzie warstwy pstre leżą normalnie nad utworami fliszowymi z fauną dolno-eoceńską, a więc należałyby one już do zespołu „polaramijskiego". Wyjaśnienie tego zagadnienia, jako też za-

gadnienia wieku i pozycji sedymentacyjno-tektonicznej tzw. fliszu granicznego sensu stricto (l. c.) pozwoli na stwierdzenie, czy stosunki geologiczne w osłonie pasa skałkowego okolic Jaworek i Szczawnicy powtarzają się także dalej ku zachodowi.

Z przytoczonych rozważań dotyczących wieku i pozycji tektonicznej warstw pstrych okolic Szczawnicy i Jaworek możemy określić stosunek tufitów do orogenezy laramijskiej i ich wiek względny. Ponieważ tufity występują w części stratygraficznie wyższej warstw pstrych i są razem z nimi sfałdowane przez orogenezę laramijską, akt erupcji wulkanicznych, które dały im genezę, należy określić jako primorogeniczny w stosunku do fazy laramijskiej. Wiek erupcji na podstawie przytoczonych rozumowań należy określić jako dan lub dan-paleocen (por. fig. 2).

PORÓWNANIA I WNIOSKI

Opisane w warstwach pstrych osłony przedlaramijskiej pasa skałkowego tufity są według T. Wiesera (patrz część drugą niniejszej pracy) najprawdopodobniej objawem erupcji podmorskich, gdzie materiał piroklastyczny z jakiegoś oddalonego centrum erupcji został przywleczony przez prądy morskie. Nie można jednak wyłączyć także możliwości nawiania pyłu wulkanicznego. Spośród opisanych we wstępie wystąpień tufitów kredowych i paleogeńskich w Karpatach największą analogię petrograficzną i geologiczną widzimy w skałach tufowych Bachowic opracowanych ostatnio petrograficznie przez T. Wiesera i geologicznie przez M. Książkiewicza *(27, 12, 13)*.

W osiowej części geosynkliny Karpat zewnętrznych, gdzie w ciągu jury istniał sedymentacyjny rów geosynklinalny (rów Bachowic), nastąpiło wydźwignięcie i najprawdopodobniej sfałdowanie w kredzie środkowej (Książkiewicz, *12)*. W pozostałej części geosynkliny Karpat zewnętrznych panowały nieprzerwanie pomyślne warunki sedymentacji, z wyjątkiem kilku podłużnych stref, gdzie wynurzyły się grzbiety krystaliczne z cienką powłoką wapieni rafowych tytonu (sztramberskich). Grzbiet bachowicki został ponownie zalany przez transgresję cenomańską lub turońską i w konsekwencji tworzyły się tutaj w turonie i senonie wapienie globotrunkanowe. W tej strefie Bachowic i przylegającej do niej od południa strefie podśląskiej działalność wulkaniczna rozpoczęła się od podmorskich prawdopodobnie wylewów spilitów i bazaltów, zakończyła się zaś intruzjami porfirytów i ekstruzjami tufów dacytowych. Ekstruzje tufowe i nieco od nich starsze wylewy spilitowo-bazaltowe, które można traktować jako kampańskie lub nieco tylko późniejsze, pozostają w związku z rozpoczynającą się na terenie Karpat orogenezą laramijską, lecz mogą także być produktem końcowym orogenezy środkowo-kredowej *(13)*.

Produkty wulkanizmu bachowickiego znalazły się na wtórnym złożu w utworach paleocenu (czy też danu-paleocenu) przylegającej do nich od południa strefy podśląskiej w związku z ponownym wydźwignięciem (laramijskim) i erozją kordyliery (l. c.). Jest prawdopodobne, że działalność wulkaniczna, która w Karpatach zewnętrznych rozpoczęła się w senonie, trwała też w ciągu danu (czy też danu-paleocenu). Jej produktem mogą być tufity warstw pstrych pienińskiego pasa skałkowego okolic Jaworek wieku pomastrychckiego a przed-dolnoeoceńskiego, opisane w niniejszej pracy, oraz zajmujące, jak się zdaje, analogiczną pozycję tufy w „Trochamminoiden-Schichten" w Gernyes [5]. Znalezienie tufitów w warstwach granicznych kredy i paleogenu płaszczowiny śląskiej, płaszczowiny podmagurskiej (w interpretacji M. Książkiewicza *12*, s. 15) i magurskiej, byłoby ważnym potwierdzeniem regionalności zasięgu wpływów erupcji bachowickich.

Wulkanizm górnokredowy zewnątrzkarpacki typu bachowickiego miał zapewne większe rozprzestrzenienie, o czym mogą świadczyć tufy w marglach globotrunkanowych senonu rumuńskich Karpat fliszowych, znalezione przez M. Filipescu *(7)*. Podobnego wieku są porfiryty Lanckorony i Sułowa koło Wieliczki, tufity porfirytowe Bugaja, andezyty i dacyty strefy Żegocina-Rajbrot (por. *8*) i, być może, górnokredowe wulkaniczne skały Czarnohory, opisane przez Zb. Sujkowskiego *(22)*. Komagmatyczne, jak przypuszczają M. Książkiewicz i T. Wieser *(13)*, mogłyby też być intruzje pokładowe cieszynitów z serii śląskiej Karpat Zachodnich.

Odrębną natomiast prowincję wewnątrzkarpackiego wulkanizmu zdają się tworzyć górnokredowe oliwinowe diabazy i augitowe porfiryty Vihorlatu i Gór Papročny (por. M. Kuthan, *15)*. Za objaw wulkanizmu związanego z orogenezą laramijską w tej prowincji są też uważane intruzje kominowe augitytowych law i brekcji tufowych (por. Andrusow, *1*, s. 44, 107), które przebijają trias, jurę i neokom przede wszystkim serii manińskiej (wierchowej) oraz dogger i malm serii czorsztyńskiej z pokry-

---

[5] Miejscowość Gernyes (nazwa węgierska) jest położona na austriackiej mapie Szatmár-Németi (Satu Mare, Rumunia), 41⁰, 48⁰, 1 : 200 000 (wydanej przez K. K. Militär-geographisches Institut z dn. 28.VI.1910) w odległości około 6 km na SW od Drahovo (Kövesliget) w obrębie pienińskiego pasa skałkowego. Obecna nazwa wsi Gernyes nie jest mi znana; między I i II wojną światową należała ona do Czechosłowacji (Podkarpacka Ruś), obecnie należy do ZSRR (Ukraina Zakarpacka).

„Trochamminoiden-Schichten" z Gernyes, sądząc z opisu litologicznego i podanej przez L. Majzona fauny (*17*, s. 104, 158), są pełnym odpowiednikiem warstw pstrych Pienin. Co prawda nie zostały w ich sąsiedztwie opisane dotychczas warstwy jarmuckie, które jednak we wschodniej części pasa skałkowego występują, sądząc z okazów znajdujących się w zbiorach Instytutu Geologicznego w Warszawie (nr inw. 77.II.179, coll. H. Świdziński 22.IX.1933), pochodzących z Hanušoviec nad Toplą.

wą margli puchowskich (mastrycht) osłony skałkowej doliny Wagu (*4, 29*). Tutaj można by także zaliczyć „andezytowe“ (augitytowe?) lawy i brekcje tufowe, przebijające malm serii czorsztyńskiej, i margle puchowskie w okolicach Nowosielicy w Zakarpackiej Ukrainie (A. Matějka, *18*), chociaż według opinii Andrusowa (*3*, s. 36) miałyby one być wieku tytońskiego.

Do odrębnego starszego cyklu wewnątrzkarpackiego należą werfeńskie melafiry serii reglowej oraz neokomskie limburgity serii wierchowej opracowane ostatnio petrograficznie przez Zorkovský'ego *(29)*, a także pikryty z tzw. pienińskiego pasa skałkowego okolic Wiednia (Pienninische Klippenzone u F. Trautha), którym H. Küpper *(16)* przypisuje wiek albski.

W trzeciorzędzie centra eruptywne Karpat zewnętrznych zamierają, ożywa natomiast na nowo działalność wulkaniczna w Karpatach wewnętrznych, której pierwsze produkty znane są z bartonu i rupelu Matry i Gór Bukowych (Bükk), neogeńskie zaś i nawet plejstoceńskie eruptywy zajmują wielkie obszary w centralnej i wschodniej Słowacji, Zakarpackiej Ukrainie, Rumunii i na Węgrzech. Pyły wulkaniczne z tego regionu rozprzestrzeniały się w geosynklinie fliszowej Karpat zewnętrznych (por. *14*) dając utwory tufitowe łupków menilitowych czy warstw krośnieńskich a później tufity miocenu perykarpackiego.

Pracownia Geologiczno-Stratygraficzna
Polskiej Akademii Nauk w Krakowie
Kraków, w maju 1955 r.

Część petrograficzna

(napisał T. Wieser)

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA TUFITÓW

Tufity warstw pstrych pienińskiego pasa skałkowego są słabo spoistymi skałami, dającymi się łatwo rozkruszyć nawet w palcach. Wodę chłoną chciwie; zanurzone w niej szybko rozpadają się na piasek i drobną zawiesinę.

Z pomiarów granulometrycznych wynika, że składają się one z piasku drobno- i średnioziarnistego (przeciętnie 0,25-0,3 mm średnicy, najwyżej 0,5 mm) zlepionego ilastym spoiwem powłokowym, a także podstawowym i porowym. Struktura tufitu jest — z uwagi na przewagę ilościową „kryształów“ — krystaloklastyczną, biorąc natomiast pod uwagę stosunki wielkościowe ziarn — psamitową. Tekstura może być określona jako bezkierunkowa i porowata do prawie luźnej.

Składniki gruboklastyczne są w dużej przewadze natury piroklastycznej. Spoiwo żelaziste-ilaste jest w części pochodzenia terygenicznego, częściowo zaś powstało na drodze rozkładu piasku wulkanicznego w wa-

runkach podmorskiego wietrzenia. Mineralogicznie na frakcję psamitową składają się: plagioklaz, ortoklaz, kwarc, biotyt, nie licząc fragmentów skał porfirowych i mułkowcowych.

SKŁADNIKI MINERALNE TUFITÓW

Skalenie. — Plagioklaz, podobnie jak i ortoklaz, ma kontury ostrokrawędziste, lub też nieznacznie, w wyniku przeobrażeń chemicznych, zaokrąglone. Pokrój plagioklazu jest grubotabliczkowy do izometrycznego, w ortoklazie zaś niekiedy wyraźnie słupkowy według osi *a*. Dość często spotykane, prawie euhedralne wykształcenie skaleni (zwłaszcza ortoklazu) dowodzi, że przed dezagregacją skał macierzystych tworzyły one fenokryształy. Plagioklaz zbliźniaczony jest według prawa albitowego, karlsbadzkiego i wyjątkowo peryklinowego, natomiast ortoklaz nie wykazuje zazwyczaj budowy bliźniaczej. Obserwowana również w plagioklazach budowa zonalna jest stosunkowo słabo zaznaczona (do 2^0 lub 3^0 różnicy w kątach znikania partii jądrowych i peryferycznych ziarn). Wartości kątów znikania pomierzone na stoliku uniwersalnym metodą pasową Rittmanna i Eberta wahają się w granicach 25^0-27^0, co odpowiada maksymalnej zawartości substancji anortytowej do 50% (lub 40% w odmianach wysokotemperaturowych). Oba skalenie są na ogół w małym stopniu przeobrażone w produkty wtórne takie jak hydromiki, znacznie zaś rzadziej (plagioklaz) — w kalcyt. Przeobrażenie w hydromikę i, w dalszym stadium, w kaolin, przebiega tu wyraźnie od zewnętrznej powierzchni ziarn, rzadziej zaś w formie żyłek korzystających po części z płaszczyzn łupliwości. Produkty przeobrażeń tworzą wokół ziarn dość regularne powłoki, przypuścić więc należy, że genetycznie wiążą się one z wietrzeniem podmorskim. Delikatne powłoki minerałów ilastych wyłączają możliwość powstania ich w okresie poprzedzającym sedymentację tufitu. Środowisko, w którym odbywała się depozycja materiałów piroklastycznych, było stosunkowo kwaśne i dobrze przewietrzane (utleniające).

Kwarc. — Kwarc, w porównaniu ze skaleniami, należy do znacznie mniej licznych składników tufitu. Jest on przypuszczalnie tylko w drobnym procencie pochodzenia piroklastycznego. Silne znikanie faliste i budowa mozaikowa widoczna w większości ziarn wskazują, że materiałem wyjściowym były w tym przypadku skały metamorficzne (kataklazyty). Obwódek hydromikowych na ziarnach kwarcu nie zauważono.

Biotyt. — Wyjątkowo pospolity w tufitach biotyt jest jedynym w nich przedstawicielem minerałów femicznych. Znamionuje go wysoki idiomorfizm tabliczek opatrzonych często wyraźnie euhedralnymi, pseudoheksagonalnymi ograniczeniami oraz znaczny stopień przeobrażeń chemicznych. Te przeobrażenia polegają tu przede wszystkim na hydratyza-

cji, tj. przechodzeniu w hydrobiotyt, oraz na wyługowaniu alkaliów i niektórych metali, towarzyszącemu przeobrażeniu w odmiany kaolinu. Przejście w hydrobiotyt połączone jest z redukcją barw absorbcyjnych, pleochroizmu (X — żółtawy, Y, Z — zielonawo-brunatny) oraz dwójłomności. W dalszym stadium przemian chemicznych kaolinizację poprzedza niekiedy pojawienie się licznych ziarenek rud (opacytyzacja), znacznie obniżających przezroczystość blaszek miki. W końcowym jednak stadium tlenki Fe ulegają również wyługowaniu i produkt przeobrażeń staje się bezbarwnym i przezroczystym. Własności optyczne, jak: dwójłomność 0,007, $n_Z = 1{,}653$ i kąt osi optycznych $2V_X = 0^0\text{-}25^0$, świadczą, że jest to pośrednia pomiędzy kaolinitem i bauerytem odmiana kaolinu bogatego w krzemionkę, zwana anoksytem (p. *28*). Przeobrażenie w anoksyt, tworzący pierzaste skupienia blaszek, odbywa się w sposób zorientowany, zgodnie z płaszczyznami sieciowymi (001) i połączone jest ze zmianami objętościowymi. W wyniku tych ostatnich naprzemianległe z anoksytowymi nieprzeobrażone łuski hydrobiotytu ulegają wygięciom, rozszczepieniom i innym deformacjom.

Minerały akcesoryczne. — Wśród minerałów akcesorycznych bardzo liczne są rudy, a zwłaszcza hematyt. Grubosłupkowy, rzadziej długopryzmatyczny apatyt jest również stosunkowo bardzo pospolitym składnikiem tufitu, zarówno w postaci wrostków w „kryształach", jak i w odizolowanych osobnikach. Cyrkon natomiast należy tylko do składników sporadycznych.

Ciasto skalne. — Fragmenty ciasta skalnego skał porfirowych są znacznie mniej częste w porównaniu z „kryształami" (średnio w stosunku 1 : 25). Charakterystyczna dla tej odmiany materiału piroklastycznego jest dość silna impregnacja okruchów lawy o typowo felzytowej budowie związkami żelaza (drobno rozsianym hematytem).

WNIOSKI I PORÓWNANIA

Rodzaj ciasta skalnego, a przede wszystkim stosunki ilościowe femicznych i salicznych składników frakcji „kryształowej" oraz skład chemiczny skaleni alkaliczno-wapiennych przemawiają za *granodiorytowym chemizmem macierzystej magmy.*

Silny stopień dezagregacji lawy, przejawiający się w bogactwie często euhedralnych „kryształów", brak resztek szkliwa i obwódek opacytowych na biotytach pozwalają ponadto wnioskować, że materiał ten pochodzi raczej z erupcji podmorskiej. Bezpośrednich jednak dowodów w formie np. asocjacji z wapieniami i jaspisami strąconymi chemicznie nie mamy. Przypuścić więc należy, że miejsce sedymentacji tufitu znajdowało się w pewnym oddaleniu od centrum erupcji, tj. poza zasięgiem od-

działywania czynników fizyczno-chemicznych, towarzyszących wybuchom wulkanicznym, oraz że materiał piroklastyczny przywleczony był przez prądy morskie.

Gdy porównujemy powyższy opis tufitu z innymi znanymi z literatury, nasuwa się nam w sposób sugestywny analogia ze skałami tufowymi z obszaru Karpat północno-zachodnich, opracowanymi niedawno przeze mnie (27). Spotykane tam w rejonie Bachowic tufy i tufity porfirytowe w łączności z lawami spilitowymi mają wyraźnie zbliżony skład mineralogiczny.

Zakład Geologii Kruszców
Instytutu Geologicznego
Warszawa, w maju 1955 r.

LITERATURA CYTOWANA

1. ANDRUSOV D. Geologie Slovenska (Géologie de la Slovaquie). Orbis, Praha 1938.
2. ANDRUSOV D. Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západnich Karpatech. Č. III: Tektonika (Étude géologique de la zone des Klippes internes des Carpathes occidentales, III-e partie: Tectonique). — Rozpr. Štat. Geol. Úst. Č. S. R., sv. IX. Praha 1938.
3. ANDRUSOV D. Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Č. IV a V: Stratigrafia doggeru, malmu a kriedy. — Práce Štat. Geol. Úst. Č. S. R., sv. 13. Bratislava 1945. — Étude géologique de la zone des Klippes internes des Karpates Occidentales. — Geol. Práce Slov. Akad. Vied a Umení, sv. 34. Bratislava 1953.
4. ANDRUSOV D. & ZOUBEK V. O výskytu andesitové brekcie u Štěpnic západně Púchova v útesovém pásmu v Póváži (Sur le gisement d'une brèche andésitique près Štěpnice à l'ouest de Púchov dans la zone des Klippes de la vallée du Váh). — Věstn. Štat. Geol. Úst. Č. S. R., r. V. Praha 1929.
5. BIRKENMAJER K. O wieku tak zwanych margli puchowskich w Pieninach na tle stratygrafii osłony pasa skałkowego (On the age of the so-called „Púchov marls" in the Pieniny, Central Carpathians, and stratigraphy of the Pieniny Klippen-belt mantle). — Biul. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), 88. Warszawa 1954.
6. BIRKENMAJER K. Nowe dane o geologii skał magmowych okolic Szczawnicy. — Prace Muzeum Ziemi (w druku). Warszawa 1956.
7. FILIPESCU M. Étude géologique de la région comprise entre les vallées du Teleajan et du Slănic-Bâsca Mare (Buzău). — C.-R. Séances Inst. Géol. Roumanie, no. 23. Bucuresti 1940.
8. GAWEŁ A. & KSIĄŻKIEWICZ M. Porfiryty z Karpat Zachodnich (Die Porphyritgesteine aus den Westkarpaten). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XII. Kraków 1936.
9. KREJCI GRAF K. & WETZEL W. Die Gesteine der rumänischen Erdölgebiete. — Archiv Lagerst.-Forsch., H. 62. Berlin 1936.
10. KREUTZ S. Der Granit der Präkarpaten Südwestpolens und seine Beziehung zu den benachbarten Granitmassiven. — Bull. Int. Acad. Pol. Sci. Lettr., série A, no. 7. Cracovie 1927.
11. KSIĄŻKIEWICZ M. Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. — Reg. geologia Polski, t. I: Karpaty, z. 2: Tektonika. P. T. Geol. Kraków 1953.

12. KSIĄŻKIEWICZ M. Evolution of the Carpathian Flysch geosyncline. — C.-R. XIX-me Sess. Congr. Géol. Int. Alger 1952, sect. XIII, II-me partie, f. XIV. Alger 1954.
13. KSIĄŻKIEWICZ M. & WIESER T. Upper Cretaceous volcanism in the Carpathian Flysch geosyncline. Bull. Int. Acad. Pol. Sci., Cl. III, vol. II, no. 4. Warszawa 1954.
14. KSIĄŻKIEWICZ M. & WIESER T. Occurrence of tuffites in the Krosno beds of the Carpathian Flysch. — Ibidem, vol. II, no. 6. Warszawa 1954.
15. KUTHAN M. Undačný vulkanizmus karpatského orogenu a vulkanologické studiá v sev. časti Prešovských hôr (The undation volcanism of the Carpathian orogene and volcanological survey of the northern part of the Prešov Mts.) — Práce Štat. Geol. Úst. Č. S. R., sv. 17. Bratislava 1948.
16. KÜPPER H. Verbindendes und Trennendes an der Alpen-Karpaten Grenze. — Geol. Rdsch., Bd. 40, H. 2. Stuttgart 1952.
17. MAJZON L. Beiträge zur Kenntnis einiger Flysch-Schichten des Karpatenvorlandes mit Rücksicht auf Globotruncanen. — Mitt. Jb. Kgl. Ung. Geol. Anst., Bd. 37, H. 1. Budapest 1943.
18. MATĚJKA A. Několik poznámek o vnitřím útesovém pásmu z okolí Novoselice v Podkarpatské Rusi (Quelques remarques sur la zone des Klippes internes des environs de Novoselice en Russie Subcarpathique). — Věstn. Štat. Geol. Úst Č. S. R., r. V, č. 6. Praha 1929.
19 PETRASCHECK W. Ergebnisse neuer Aufschlüsse im Randgebiete des galizischen Karbons. — Verh. Geol. R.-A. Wien 1909.
20. PETRASCHECK W. Die tertiären Schichten im Liegenden der Kreide des Teschener Hügellandes. — Ibidem. Wien 1912.
21. PETRASCHECK W. Die Kohlenreviere von Ostrau-Karwin-Krakau. — Zschr Oberschl. Berg- u. Hüttenm. Ver., H. 5-10. Katowice 1928.
22. SUJKOWSKI ZB. Serie szypockie na Huculszczyźnie (Les séries de Szipot dans les Karpates Polonaises Orientales). — Prace P. I. G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. III, z. 2. Warszawa 1938.
23. ŚWIDZIŃSKI H. Kilka spostrzeżeń geologicznych z okolic Seletyna, Bukowina (Quelques observations sur la géologie des environs de Seletyn, Bucovine). — Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. IX, z. 2. Warszawa 1938.
24. UHLIG V. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. II Th.: Der Pieninische Klippenzug. — Jb. K. K. Geol. R.-A., Bd. 40, H. 3-4. Wien 1890.
25. UHLIG V. Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, Blatt Szczawnica 1 : 75 000. K. K. Geol. R.-A. Wien 1890 (oraz przedruk polski Akad. Um. Kraków po r. 1906).
26. VJALOV C. S., ŁADYŻINSKIJ N. R. & TKAČUK L. G. Tufitovyj gorizont v menilitovoj serii Vostočnych Karpat. — Dokł. Akad. Nauk SSSR, t. LXXIX, no. 1. Moskva-Leningrad 1951.
27. WIESER T. Skały magmowe Bachowic (The igneous rocks of Bachowice, Western Carpathians). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXII. Kraków 1954.
28. WINCHELL A. & WINCHELL H. Elements of optical mineralogy. N. York 1951.
29. ZORKOVSKY V. Bázické eruptíva u mezozoiku západného a stredného Slovenskà (The basic eruptives in the Mesozoic of Western and Central Slovakia). — Práce Štat. Geol. Úst. Č. S. R., sv. 26. Bratislava 1949.

JAN ŁOZIŃSKI

Minerały ciężkie piaskowców aalenu fliszowego w pienińskim pasie skałkowym

TREŚĆ: Wstęp — Lokalizacja prób — Metoda badań — Opis minerałów ciężkich — Wyniki badań i porównania — Literatura cytowana

WSTĘP

Literatura geologiczna i petrograficzna, dotycząca fliszu karpackiego, obejmuje stosunkowo niewiele publikacji, w których autorowie zajmują się sprawą występowania minerałów ciężkich. Nie były zwłaszcza dotychczas badane minerały ciężkie fliszu Karpat wewnętrznych.

Notatka niniejsza o minerałach ciężkich piaskowców aalenu fliszowego serii braniskiej w Pieninach jest częścią szerzej zakrojonego opracowania całego profilu Karpat wewnętrznych, obejmującego wszystkie jego serie począwszy od aalenu aż do fliszu podhalańskiego. Opracowanie to ma na celu określenie charakterystycznych zespołów mineralnych, które by mogły stanowić jedną z przesłanek przy rozwiązywaniu zagadnienia genezy materiału klastycznego skał we fliszu karpackim. Dalszym jego celem byłoby zdobycie kryteriów umożliwiających przeprowadzenie korelacji serii osadów fliszu Karpat wewnętrznych na podstawie minerałów ciężkich.

Dotychczasowe badania petrograficzne fliszu Karpat zewnętrznych dowiodły, że zespoły występujących w nim minerałów ciężkich są dość ubogie. Obejmują one przeważnie tylko minerały najbardziej trwałe jak cyrkon, rutyl, turmalin, staurolit i granat, które występują stale, choć w zmiennych stosunkach ilościowych; niekiedy towarzyszą im mniej rozpowszechnione: epidot, dysten i anataz. Z minerałów mniej trwałych, takich jak amfibole i pirokseny, St. Jaskólski (*7, 8*) * stwierdził jedynie zwyczajny zielony amfibol w piaskowcu krośnieńskim, hornblendę bazaltową w osadach kredowych i eoceńskich spod Rymanowa oraz ślady augitu

* Liczby *kursywą* w nawiasach odnoszą się do spisu literatury na końcu artykułu.

i enstatytu w piaskowcach ciężkowickich. Korelacja skał fliszu karpackiego na podstawie minerałów ciężkich nie jest więc łatwa i, jak dowodzą St. Jaskólski *(8)*, a zwłaszcza J. Tokarski *(12, 13)* i A. Oberc *(11)*, nie może się ona opierać na obecności minerałów charakterystycznych, których brak, winna jedynie korzystać z dokładnego określenia stosunku ilościowego, w jakim poszczególne gatunki minerałów występują w zespole. Wspomniani autorowie stwierdzają brak występowania wyraźnych minerałów przewodnich. Ponadto prace J. Tokarskiego *(13)* i A. Oberca (l. c.) wskazują na możliwość zastosowania minerałów ciężkich jako wskaźników stratygraficznych w formacjach roponośnych.

Pragnę na tym miejscu podziękować mgr. inż. K. Birkenmajerowi za dostarczenie próbek piaskowców aalenu fliszowego, profesorowi zaś dr. A. Gawłowi — za cenne wskazówki i przedyskutowanie wyników pracy.

Prace moje były finansowane przez Pracownię Geologiczno-Stratygraficzną Polskiej Akademii Nauk w Krakowie.

LOKALIZACJA PRÓB

Do studiów nad minerałami ciężkimi posłużyło mi dwanaście próbek skał aalenu fliszowego serii braniskiej [1] pienińskiego pasa skałkowego, zebranych przez K. Birkenmajera w okolicach Czorsztyna, Szczawnicy i Jaworek w powiecie nowotarskim.

Z odkrywki na prawym brzegu potoku płynącego na zachód od zamku czorsztyńskiego przy szosie (profil 25, 7,9-9,35 m, KB[2]) pochodzą dwie próbki: piaskowiec żółtawo-szary, gruboziarnisty, sypki (nr 1) oraz piaskowiec szary z bardzo słabo zaznaczoną laminacją (nr 2). Z rowu poszukiwawczego, wykonanego między zachodnim szczytem góry Jarmuta koło Szczawnicy a Małą Jarmutą (profil Siodło 56 A, profil 5a, KB), pobrano próbkę piaskowca szarego, drobnoziarnistego, bez laminacji (nr 3).

Pozostałe próbki pobrano w okolicach Szlachtowej i Jaworek. Z profilu na prawym brzegu potoku Grajcarek, naprzeciwko ujścia Potoku Pałkowskiego w Szlachtowej, koło starego młyna (profil 11, KB), pobrano próbkę ciemnoszarego łupku ilastego z dużą domieszką mułku kwarcowego (nr 4) i piaskowca szarego z wyraźną laminacją (nr 5).

W potoku Grajcarek przy ujściu potoku Krupianka pobrano próbkę (nr 6) piaskowca szarego z wyraźną laminacją. Próbka nr 7 (ciemny pia-

---

[1] Seria braniska została wyróżniona niedawno przez K. Birkenmajera *(1)*. Kompleks fliszowy tej serii, odpowiadający prawdopodobnie niższej części aalenu, w pracach L. Horwitza znany był pod nazwą „doggeru fliszowego" *(5)*, poprzednio także — „czarnej kredy" *(6)*.

[2] Numeracja profilów według K. Birkenmajera *(1)*, przytaczana tu ze znakiem KB.

skowiec bez laminacji) pobrana została w łożysku potoku Grajcarek powyżej ujścia Starego Potoku w Jaworkach, próbka nr 8 (szary, sypki piaskowiec) — na lewym brzegu potoku Grajcarek poniżej kościoła w Jaworkach, przy kontakcie z serią czorsztyńską. Próbka nr 9 pochodzi z potoku Grajcarek przy ujściu Starego Potoku (piaskowiec jasnoszary z wyraźną laminacją), próbkę nr 10 pobrano u ujścia potoku Krupianka pod mostem drogowym (szary piaskowiec z wyraźną laminacją), próbkę nr 11 odbito z ławicy ciemnoszarego piaskowca z bardzo wyraźną laminacją w potoku Sztolnia w Jaworkach pod mostem drogowym i wreszcie próbka nr 12 (szary, zwięzły piaskowiec bez laminacji) pochodzi z ujścia potoku Czarna Woda w Jaworkach.

METODA BADAŃ

Próbki wagi ok. 200 g rozdrobniono sposobami powszechnie stosowanymi przy pomocy kwasu solnego oraz soli glauberskiej. Zauważyć należy, że piaskowce o silnej laminacji są znacznie bardziej odporne na działanie soli glauberskiej i wymagają wielokrotnego jej stosowania. Z piasku uprzednio oczyszczonego z tlenków żelaza i substancji pelitowych wydzieliłem przy użyciu sit frakcję ziarn wielkości w granicach 0,02-0,33 mm, z której następnie wyodrębniłem w lejkach rozdzielczych Harady koncentrat minerałów ciężkich stosując bromoform. Minerały ciężkie oznaczałem w stałych preparatach nieszlifowanych, sporządzonych przy użyciu balsamu kanadyjskiego. W trudniejszych przypadkach stosowałem metodę zaleconą przez Denayera i Goniau *(2)* zużytkowując pozostałą część koncentratów. Polega ona na stosowaniu kolejno kilku cieczy ciężkich (bromoform, jodek metylenu i ciecz Clericiego) oraz w następstwie — kilku cieczy imersyjnych. Dokładnie opracowane przez tych autorów tablice minerałów pozwalają na szybkie ich oznaczenie. Ilościowy stosunek poszczególnych minerałów określiłem licząc przeciętnie 200-300 ziarn w każdym preparacie. Wyniki wyraziłem następnie w procentach w stosunku do ogólnej liczby ziarn przeliczonych. Ten sposób postępowania był w wielu pracach przedmiotem dyskusji. Błędy, jakie według A. L. Drydena *(3)* popełnia się przy przeliczaniu około 300 ziarn, mieszczą się jednakże w granicach, które nie wpływają na wynik, jeśli liczby procentów, zwłaszcza procentów minerałów rzadszych, będziemy uważać raczej za liczby orientacyjne.

OPIS MINERAŁÓW CIĘŻKICH

W badanych piaskowcach aalenu fliszowego znalazłem następujące minerały ciężkie: granat, cyrkon, turmalin, oraz grupę „minerałów nieprzejrzystych", obejmującą ilmenit, magnetyt, getyt i piryt. Ponadto

w niektórych próbkach występowały: rutyl, staurolit, anataz, dysten, biotyt, chloryt i baryt.

Granat. — Ziarna kształtów nieregularnych, izotropowe, bezbarwne lub barwy bladoróżowej, rzadziej bladożółto-pomarańczowej. Współczynnik załamania światła wyższy niż 1,74 (jodek metylenu). Widoczne są w niektórych ziarnach wrostki rud. Granat występuje we wszystkich próbkach piaskowców w ilości od 16% do 44% w stosunku do całkowitej ilości minerałów ciężkich.

Cyrkon. — Ziarna najczęściej euhedralne z wyraźnie wykształconymi ścianami słupa oraz bipiramidy tetragonalnej (czy też dytetragonalnej), bezbarwne lub żółtawe. Zdarzają się zrzadka ziarna ciemne z odcieniem brunatno-fioletowym. Również rzadko występują ziarna o budowie pasowej. Spotyka się ponadto mniej liczne ziarna obtoczone, które rozpoznać można po wysokim współczynniku załamania światła, dużej dwójłomności oraz dodatnim znaku optycznym wydłużenia. Stopień wydłużenia ziarn jest różny — przeciętnie wynosi 2-3.

Turmalin. — Występuje w postaci ziarn pryzmatycznych, okruchów słupków lub też nieregularnych ziarn. Prawie wszystkie ziarna należą do odmiany brunatnej i, zależnie od grubości oraz orientacji, wykazują pleochroizm:

ε — jasnożółto-brunatny		ε — żółtawy (prawie bezbarwny)
ω — ciemnobrunatny	lub	ω — brunatny.

Do rzadkości należy turmalin niebieski o pleochroizmie:

ε — jasnoszaro-niebieski, ω — niebieski.

Odmiana ta występuje tylko w śladach w próbkach nr 6 i 11. Ponadto w próbce nr 11 znalazłem dwa ziarna o pleochroizmie

ε — różowo-szary ω — czarny.

Turmalin występuje we wszystkich próbkach piaskowców w ilości od 3% do 13% frakcji ciężkiej.

Staurolit. — Tworzy ziarna o kształtach nieregularnych barwy żółto-pomarańczowej i o charakterystycznym pleochroizmie. Współczynnik załamania światła wysoki; dwójłomność średnia. Występuje jednakowoż nie we wszystkich próbkach w ilości do 4% frakcji ciężkiej.

Rutyl. — Ziarna przeważnie kształtów nieregularnych, rzadko euhedralne, barwy czerwono-brunatnej lub miodowo-żółto-brunatnej o bardzo wysokim współczynniku załamania światła. Niektóre ziarna wykazują bardzo słaby pleochroizm. Występuje on nie we wszystkich próbkach. Jego ilość dochodzi do 5% całej frakcji ciężkiej.

Anataz. — Najczęściej występuje w postaci czworokątnych tabliczek barwy żółto-szarej albo też w postaci ziarn o konturach nieregularnych,

w których często można wyróżnić ściany (111). W ziarnach tych dobrze dostrzegalne są szczeliny łupliwości według (001). Współczynnik załamania światła bardzo wysoki. Ziarna czworokątne dają łatwo obraz konoskopowy kryształu jednoosiowego, ujemnego. Występuje w kilku próbkach w ilości do 3% frakcji ciężkiej.

Biotyt. — Tworzy blaszki ciemnoczerwono-brunatne, prawie izotropowe optycznie, które dają obraz konoskopowy kryształu optycznie prawie jednoosiowego, ujemnego; pleochroizmu w tym przekroju nie wykazuje. Bardzo często widoczne są nieregularne czarne wrostki rud [3].

Chloryt. — Obecny w postaci izotropowych blaszek o barwie od blado do ciemnozielonej; pleochroizmu nie wykazuje. Prawie zawsze ma nieregularne czarne wrostki rud. Występuje w niektórych tylko próbkach w ilości do 2% frakcji ciężkiej.

Dysten. — Znalazłem tylko w próbce nr 12 trzy ziarna bezbarwne nieregularnych kształtów, nieco wydłużone, z dostrzegalnymi szczelinami łupliwości. Znikanie światła ukośne, kąt znikania około 30°.

Baryt. — Ziarna bezbarwne lub żółtawe o zarysie rombowym. Mają one najczęściej postać tabliczek spłaszczonych według łupliwości doskonałej (001) i ograniczonych płaszczyznami łupliwości (110), które tworzą między sobą kąt około 101°. Dwójłomność słaba. Baryt stanowi jedyny, obok minerałów nieprzejrzystych, składnik frakcji ciężkiej wydzielonej z próbki łupku ilastego (nr 4). Występuje on ponadto w próbkach nr 6, 9, 12. W próbce nr 12 obserwować można budowę pasową ziarn barytu o opisanej powyżej formie.

WYNIKI BADAŃ I PORÓWNANIA

Umieszczone w tab. 1 (str. 20) dane dotyczące próbek nr 5 i nr 10, w których niemal całą frakcję ciężką stanowią minerały nieprzejrzyste, uzyskano przez zbadanie całej tej frakcji i odnotowanie każdego oznaczalnego ziarna mineralnego. W rezultacie w próbce nr 5 przeliczono 30 ziarn, w próbce nr 10 — 50 ziarn. Przypuszczalny błąd obliczony dla tych próbek według wzoru Drydena *(3)* pozostaje w takich granicach, że liczby podane mogą mieć tylko znaczenie orientacyjne.

Poniższe zestawienie poszczególnych próbek wskazuje, że zespół minerałów: granat, cyrkon, turmalin należało by uważać za charakterystyczny dla wszystkich piaskowców aalenu fliszowego. Według informacji K. Birkenmajera określenie wzajemnego stosunku stratygraficznego

[3] Według informacji K. Birkenmajera biotyt jest pospolitym składnikiem aalenu fliszowego, zwłaszcza w ławicach piaskowców łupkowych i łupków piaszczystych. Ponieważ jego ilości są w badanych próbkach przypadkowe (zależą od pozycji próbki w ławicy), w zebraniu wyników na tabeli 1 i 2 biotyt nie był uwzględniany.

Tabela 1

Minerał	Numery próbek											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Minerały nieprzejrzyste	25	48	76	++		50	46	36	48		71	26
Cyrkon	12	21	14	—	19	7	6	15	7	16	7	17
Rutyl	5	3	2	—	4	1	1	1	—	—	1	5
Turmalin	7	3	3	—	19	6	4	7	14	21	4	7
Granat	44	21	4	—	47	31	41	39	28	54	16	36
Staurolit	4	1	—	—	4	1	1	1	—	—	—	5
Dysten	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
Chloryt	—	—	—	—	—	2	1	—	2	9	—	1
Anataz	3	1	1	—	7	—	—	1	—	—	1	ślady
Baryt	—	—	—	++	—	2	—	—	1	—	—	2

próbek nie jest możliwe z uwagi na bardzo silne tektoniczne zaangażowanie serii braniskiej i monotonię rozwoju aalenu fliszowego. Traktując wszystkie próbki równorzędnie nie popełnimy tutaj większego błędu również i dlatego, że wszystkie one należą do niższego aalenu. Biorąc średnią badanych próbek należałoby jeszcze uzupełnić zespół cytowany minerałami: rutyl, staurolit i biotyt [4]. Zespół ten cechuje duża przewaga granatu nad turmalinem oraz brak minerałów takich jak epidot, pirokseny i amfibole. Jedyny spośród badanych okazów łupek ilasty (nr 4) zawiera w swej frakcji ciężkiej wyłącznie piryt i baryt, które jako minerały autigeniczne są bez znaczenia dla porównań korelacyjnych.

Celem umożliwienia porównania składu mineralnego frakcji ciężkich we wszystkich próbkach sporządziłem ich zestawienie z pominięciem minerałów nieprzejrzystych (tabela 2). Wyłączyłem przytem także próbkę nr 4 jako składającą się jedynie z pirytu i barytu.

Tabela 2

Minerał	Numery próbek											
	1	2	3	5	6	7	8	9	10	11	12	średnio
Cyrkon	16	40	58	19	14	11	23	13	16	24	23	23
Rutyl	7	6	8	4	2	2	2	—	—	4	7	4
Turmalin	9	6	13	19	12	7	11	27	21	14	9	13
Granat	59	44	17	47	62	76	61	54	54	55	49	52
Staurolit	5	2	—	4	2	2	2	—	—	—	6	2
Dysten	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	ślady
Chloryt	—	—	—	—	4	2	—	4	9	—	2	2
Anataz	4	2	4	7	—	—	1	—	—	3	ślady	2
Baryt	—	—	—	—	4	—	—	2	—	—	3	1

[4] Por. uwaga w notce 3.

Wyniki tych badań zostały ponadto wyrażone na wykresie, w którym rzędne naniesionych punktów wyrażają ilości procentowe minerałów zestawionych na osi odciętych. Liczby obok punktów oznaczają numery próbek. Punkty wyrażające średnią ilość poszczególnych minerałów dla większej wyrazistości wykresu połączone zostały linią (fig. 1).

Porównując wyniki niniejszej pracy z rezultatami badania innych rejonów fliszu karpackiego można stwierdzić, że flisz ten na ogół odzna-

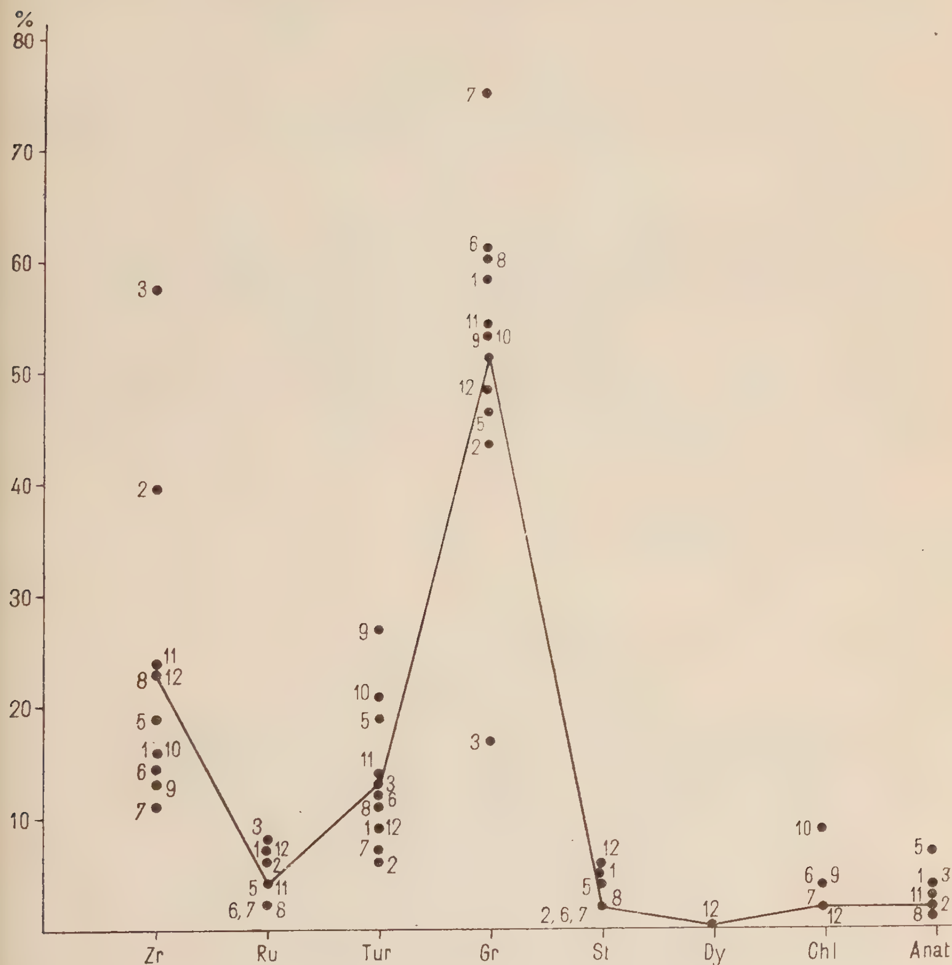


Fig. 1

Wykres częstotliwości występowania minerałów w ciężkich koncentratach piaskowców aalenu fliszowego w pienińskim pasie skałkowym

Oś rzędnych = ilość minerału w %; oś odciętych = minerały: *Zr* cyrkon, *Ru* rutyl, *Tur* turmalin, *Gr* granat, *St* staurolit, *Dy* dysten, *Chl* chloryt, *Anat* anataz

Liczby przy czarnych kropkach oznaczają numery próbek

cza się występowaniem ubogich stosunkowo zespołów minerałów ciężkich. St. Małkowski *(9)* w swych badaniach fliszu magurskiego i „fliszu granicznego" w okolicach Krościenka zwrócił uwagę na stosunek występowania granatu do turmalinu. Flisz magurski charakteryzuje przewaga granatu nad turmalinem, we fliszu zaś „granicznym" stosunek występowania tych minerałów jest odwrotny. Przewaga granatu nad turmalinem obserwowana w aalenie fliszowym zaznacza się również w piaskowcach krośnieńskich, dla których według J. Tokarskiego *(13)* i A. Oberca *(11)* występowanie dużych ilości granatu jest cechą charakterystyczną.

Brak amfibolu i piroksenu może świadczyć albo o braku ich w skałach, które dostarczyły materiału klastycznego, albo też o erozji w warunkach silnego wietrzenia chemicznego, jakie zachodzi w klimacie gorącym i wilgotnym.

Zespół minerałów: granat, cyrkon, rutyl, turmalin i staurolit pozwala na przeprowadzenie charakterystyki skał czy prowincji petrograficznej erodowanej bazy. Wskazuje on na to, że materiał klastyczny może pochodzić z erozji strefy skał obejmującej injekcje granitowe w łupkach krystalicznych. Nie jest wyłączone, że materiał ten mógł przejść przez kilka cyklów sedymentacyjnych, co byłoby wytłumaczeniem obecności najodporniejszych tylko minerałów ciężkich, i to przede wszystkim we frakcjach najdrobniejszych.

Zakład Geochemii
Akademii Górniczo-Hutniczej
w Krakowie

LITERATURA CYTOWANA

1. BIRKENMAJER K. Preliminary revision of the Pieniny Klippen-belt series in Poland. — Bull. Acad. Sci. Warsaw, Cl. III, vol. I, No. 6. 1953.
2. DENAYER M. E. & GONIAU M. Méthode optique de détermination et tableaux des minéraux transparents ou opaques des concentrés des sables d'alluvions. — Ann. Soc. Géol. Belgique, t. 60, No. 8, p. 266-296.
3. DRYDEN A. L. Accuracy in percentage representation of heavy mineral frequencies. — Proc. Nat. Acad. Sci. vol. 17, p. 233-238.
4. DUPLAIX S. Détermination microscopique des minéraux des sables. Paris 1948
5. HORWITZ L. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1932. a związanych z rewizją ark. Nowy Targ i Szczawnica (C.-R. des recherches géologiques faites en 1932 pour la révision des feuilles de Nowy Targ et Szczawnica de l'Atlas géologique de Galicie). — Pos. Nauk. P. I. G. Nr 35. 1933.
6. HORWITZ L. & RABOWSKI F. Przewodnik wycieczki Pol. Tow. Geol. w Pieniny (Excursion dans les Piénines de la Soc. Géol. de Pologne). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.) t. VI. Kraków 1929.

7. JASKÓLSKI ST. Materiały do geologii i petrografii fliszu karpackiego okolic Rymanowa (Contribution to the geology and petrography of the Carpathian Flysch in the vicinity of Rymanów). — Spraw. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.), t. VI. Warszawa 1931.
8. JASKÓLSKI ST. Wstęp do charakterystyki petrograficznej niektórych seryj ropnych polskich Karpat fliszowych (Einführung in die petrographische Charakteristik gewisser ölführender Schichtenfolgen der polnischen Flyschkarpaten).— Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) No. 23. 1939.
9. MAŁKOWSKI ST. Sprawozdanie z badań fliszu magórskiego i fliszu granicznego w okolicy Krościenka nad Dunajcem (Compte rendu des explorations géologiques du Flysch des environs de Krościenko sur le Dunajec). — Spraw. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.), t. II. 1923.
10. MILNER H. B. Sedimentary petrography. Ed. Murby, London 1940.
11. OBERC A. Stratygrafia warstw krośnieńskich na podstawie ciężkich minerałów. — Spraw. P. A. U. t. 48, nr 6, s. 233. Kraków 1947.
12. TOKARSKI J. On the origin of the so-called „bentonite" from Podole and Wołyń (Geneza bentonitu podolsko-wołyńskiego). — Bull. Acad. Pol. Sci. Lettr. S. A. Kraków 1947.
13. TOKARSKI J. Ciężkie minerały jako wskaźniki stratygraficzne serii fliszowych.— Spraw. P. A. U. t. 48, nr 6, s. 230. Kraków 1947.

KRZYSZTOF BIRKENMAJER

Utwory czerwonego spągowca
we wschodnim skrzydle antykliny dębnickiej

TREŚĆ: Wstęp — Opis odsłonięć — Stratygrafia i pozycja tektoniczna — Literatura cytowana

WSTĘP

W roku 1954 w czasie prowadzenia kursu kartografii geologicznej dla studentów geologii Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie znalazłem w dolinie Racławki we wsi Paczółtowice na NE od Krzeszowic (powiat Chrzanów) odsłonięcia zlepieńców myślachowickich i towarzyszących im glin czerwonych wieku dolnopermskiego. Odsłonięcia te są interesujące z tego względu, że jest to najbardziej wschodni punkt występowania zlepieńca myślachowickiego i jedyny w obrębie wschodniego skrzydła antykliny dewońsko-dinanckiej Dębnika.

St. Zaręczny w Atlasie Geologicznym Galicji *(6)* * po raz pierwszy zaznacza już w roku 1894 na mapie geologicznej 1 : 75 000 (ark. I, mapa zakryta i mapa odkryta) występowanie zlepieńca myślachowickiego, zaliczanego przezeń do pstrego piaskowca, we wschodnim krańcu wsi Paczółtowice nad doliną Racławki. W odsłonięciach nazwanych „wysoki brzeg" i „czerwony brzeg" zlepieńce występują według niego

„w kilkumetrowym grubo uławiconym pokładzie, wysoko w brzegu pod samemi zagrodami, bezpośrednio na wapieniu węglowym; składają się z dużych zaokrąglonych brył i głazów białego i różowawego wapienia węglowego z koralami, przesypanych tłustym czerwonym iłem, który woda deszczowa rozwłóczy po całem stromem zboczu, tak iż się miejscami wydaje, jakoby ił ten przegradzał także ławy wapieni weglowych..." (l. c. str. 93).

Do tak dokładnego opisu dołącza St. Zaręczny uwagę, że

„z pomiędzy autorów opisujących te okolice... dotąd żaden o tym zlepieńcu nie wspomniał, chociaż niepodobna przypuścić, by tak rażącej rzeczy nie spostrzegli...; leżą one... przekraczająco na wapieniach węglowych, a podobieństwo ich do rzetelnych zlepieńców karniowickich (= myślachowickich, przyp. autora) jest ... wielkie..." (l. c. str. 93).

* Cyfry *kursywą* w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

Mimo tak szczegółowego opisu i lokalizacji zlepieńców F. Rutkowski (*2*) wręcz kwestionuje w r. 1926 spostrzeżenia St. Zaręcznego stwierdzając, że

„w żadnym ze znanych nam przypadków nie spoczywają one (zlepieńce myślachowickie, przyp. aut.) bezpośrednio na wapieniu węglowym... Zlepieniec myślachowicki leży zawsze na permie (piaskowce karniowickie, martwica karniowicka, iły czerwone), pod którym znajduje się karbon łupkowo-piaskowcowy..." (l. c. str. 690).

Twierdzi on (l. c. str. 625, 626, 691), że zlepieńce w Paczółtowicach uznane przez St. Zaręcznego za myślachowickie są druzgotem tektonicznym, a

„iły czerwone — *residuum* pozostałym po wypłókaniu wapieni przez krążenie wód" (l. c. str. 626).

Pogląd ten podziela również St. Siedlecki (1954, 5, str. 116).

OPIS ODSŁONIĘĆ

Odsłonięcia czerwonego spągowca znajdują się nad doliną potoku Racławki i uchodzących doń suchych prawobrzeżnych dolinek na wschodnim krańcu wsi Paczółtowice. Można je zgrupować w pięć zasadniczych stanowisk, oznaczonych na fig. 1 literami A–E.

Odsłonięcie A: dolinka na S od łomu Kaspra Góreckiego

We wsi Paczółtowice, na S od zabudowań i starego łomu Kaspra Góreckiego (obecnie Piotra Klocka), wzmiankowanego często w literaturze dotyczącej wapienia węglowego okolic Dębnika (por. J. Jarosz, *1*, i St. Siedlecki, *5*), widoczna jest mała sucha dolinka wcięta w lessach, o przebiegu SW-NE. Na jej północno-zachodnich zboczach, pod lessem a ponad odsłonięciami wapienia węglowego widoczne są zwykle w zwietrzelinie, rzadko zaś w małych odkrywkach czerwone gliny.

Odsłonięcie B: dolinka we wschodnich Paczółtowicach

Na północ od wyżej wzmiankowanego łomu Kaspra Góreckiego biegnie w kierunku ESE-WNW dość szeroka, zwykle sucha dolinka, którą prowadzi droga do kościoła w Paczółtowicach. W dolince tej odsłonięty jest dobrze wapień węglowy zarówno w dnie, jak też przede wszystkim na południowych zboczach. Tutaj spod lessu ukazują się trzy słabe odsłonięcia czerwonych glin leżących na wapieniu węglowym, lecz niewątpliwie przemieszanych i ruszonych z pierwotnego położenia. W środkowym odsłonięciu w glinie występują okruchy czerwonego wapienia krystalicznego, o typie bardzo drobno zmielonego zlepieńca.

Fig. 1

Szkic geologiczny zakryty rejonu występowania utworów czerwonego spągowca w dolinie Racławki

Del. K. Birkenmajer

1 wapień węglowy nierozdzielony; *2* czerwony spągowiec: gliny czerwone i zlepieńce myślachowickie; *3* baton: piaski, żwiry, zlepieńce; *4* kelowej: wapienie piaszczyste, zlepieńce, oolity żelaziste itp.; *5* oksford: margle kordatowe; *6* „argow": wapienie płytowe; *7* „raurak": wapienie skaliste; *8* plejstocen-holocen: lessy i lessy przemyte; *9* holocen: osypiska; *10* holocen: aluwia; *A-H* odsłonięcia czerwonego spągowca opisane w tekście; *F* łom Roemera (turnej Z_2-γ); *G* łom Kaspra Góreckiego (turnej Z_1); *H* młyn w Paczółtowicach (turnej C_1); *D* „łom nad drogą" (wizen C_2-S_1) — W górnym prawym rogu zaznaczona dawna granica Księstwa Krakowskiego

Odsłonięcie C: „wysoki brzeg“ i „czerwony brzeg“

Na N od opisanego odsłonięcia B potok Racławka podcina stromą skarpę swojego prawego brzegu. Na brzegu tym widzimy szereg odsłonięć zarówno typowego zlepieńca myślachowickiego, jak i glin czerwonych. Te gliny rozsmarowane są na całym zboczu barwiąc na czerwono skarpę. Najprawdopodobniej odsłonięcie C pokrywa się ze stanowiskiem opisanym przez St. Zaręcznego (6, str. 93) jako „wysoki brzeg“ i „czerwony brzeg“; nazwy te jednak nie są znane dzisiejszym mieszkańcom wsi Paczółtowice.

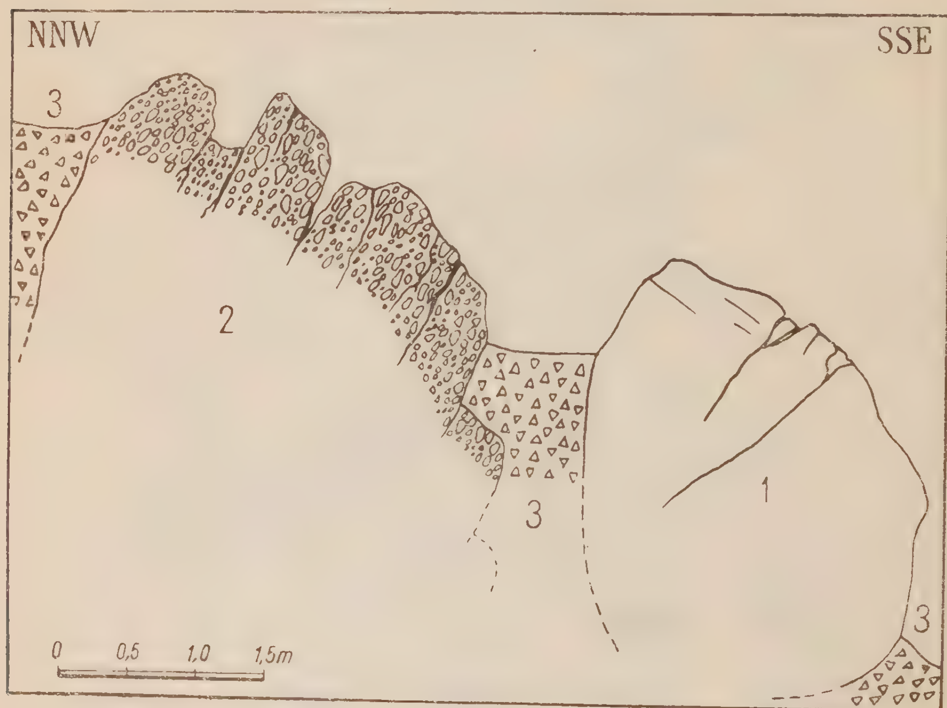


Fig. 2

Odsłonięcia zlepieńca myślachowickiego (odsłonięcie C, por. fig. 1) w dolinie Racławki

Del. K. Birkenmajer

1 blok jasnocielistego wapienia wizenu; *2* blok zlepieńca myślachowickiego zaburzonego ruchami zboczowymi; *3* zwietrzelina

Najlepsze odsłonięcia znajdują się poniżej zabudowań Stanisława Jabłońskiego (fig. 2). Widzimy tutaj duży blok zlepieńca myślachowickiego (ok. 5-6 m³), składający się z kilku wyraźnych ławic pochylonych ku NNW pod kątem około 65⁰. Tak duży kąt upadu jest wywołany ruchami masowymi na zboczu, zaburzającymi pierwotny układ warstw. Zle-

pieniec tkwi w rumoszu zwietrzelinowym, w którym się znajduje także wielki blok jasnocielistego wapienia węglowego (dolny wizen).

Zlepieniec jest bardzo silnie scementowany spoiwem kalcytowym różowym lub czerwonym. Składa się on z okruchów wapienia węglowego o rozmiarach 0,05-5-6 cm, a nawet do 15 cm. Drobniejsze okruchy mają kształty nieregularne, większe natomiast są często obtoczone na narożach. Barwy ich są jasnocieliste lub bladoróżowe, substancja wapieni nieco przekrystalizowana; tym charakterem litologicznym najbardziej przypominają wapienie dolnego wizenu odsłonięte w sąsiedztwie (por. odsłonięcie D).

Elementy okruchowe w zlepieńcu ułożone są na ogół płasko, mniej więcej równolegle do powierzchni spągu i stropu ławic, albo też zupełnie bezładnie. Partiami zaznacza się silniejsza infiltracja czerwonego (hematytowego) barwnika ze spoiwa do okruchów wapiennych, które wówczas zmieniają barwę z jasnocielistej na czerwoną. Kontakt ławicy zlepieńca z podłożem ze względu na ruchy zboczowe nie jest widoczny.

Powyżej odsłonięcia zlepieńca słabo widoczne są wiśniowo-czerwone ilaste łupki i iły (również objęte ruchem zboczowym), zawierające pojedyncze dobrze obtoczone okruchy jasnego wapienia węglowego o rozmiarach 3-6 cm i zrzadka żółtawe zmienione wapienie o grubych członach liliowców oraz okruchy nieobtoczonych lub słabo obtoczonych mikowych piasków drobnoziarnistych barwy wiśniowo-czerwonej lub żółtej.

Około 5 m ku N od odsłonięcia uwidocznionego na fig. 2 obserwować można następną odkrywkę zlepieńców o miąższości 2-3 m, zapadających ku NW pod kątem około 30°. I tutaj również nie widzimy kontaktu z podłożem karbońskim, zlepieniec zaś jest niewątpliwie zaburzony ruchami zboczowymi. W dolnej partii odsłonięcia jest to zlepieniec silnie scementowany w niezbyt regularnych ławicach o grubości 0,5-0,7 m, zaburzonych poprzecznymi pęknięciami. W niektórych ławicach widzimy okruchy drobniejsze, w innych średnie lub grube. W ławicach drobnoziarnistych okruchy mają 0,05-1-2 cm (średnio 0,3-1 cm), są ostrokrawędziste i zupełnie nieobtoczone. Barwa pierwotna okruchów wapiennych jasnocielista, zmieniona wskutek żelazistych infiltracji na kolor najczęściej różowy lub wiśniowo-czerwony. Spoiwem jest albo bardzo drobny detrytus wapienny wtórnie przekrystalizowany o dominującej w ławicy barwie wiśniowo-czerwonej (od domieszek hematytowych), albo też biały kalcyt wypełniający pustki między okruchami. Ta okoliczność świadczy, że osad był pierwotnie miejscami luźny i pozbawiony spoiwa. Ułożenie elementów okruchowych jest bezładne lub miejscami warstwowe, równoległe do uławicenia.

Ławice zlepieńca o grubszym ziarnie mają charakter nieco odmienny. Otoczaki wapienia węglowego są tutaj zaokrąglone na narożach

i zwykle przypłaszczone. Około 70-90% przypada na otoczaki o rozmiarach 4-8 cm, reszta na okruchy drobniejsze, zwykle gorzej obtoczone lub zupełnie nieobtoczone, oraz drobny detrytus wapienny zabarwiony na czerwono hematytem, przekrystalizowany i tworzący spoiwo. Większe otoczaki mają często swoje własne, pierwotne barwy jasnocieliste i są podobne do wapieni dolnego wizenu odsłoniętych w sąsiedztwie (por. odsłonięcie D). Rzadko trafiają się też otoczaki różowego wapienia krynoidowego (turnej?) i czerwonych drobnoziarnistych mikowych piaskowców (górny wizen?), dość często natomiast okruchy zielonkawych łupków (górny wizen lub dolny namur?).

W ławicach o grubym ziarnie część otoczaków leży płasko, zgodnie z płaszczyzną spągu i stropu, część zaś zupełnie bezładnie. Wyraźnej orientacji otoczaków nie udało się jednak w odsłonięciu ustalić.

W górnej partii odsłonięcia widoczny jest tylko rumosz zwietrzelinowy zlepieńca ze ślizgami tektonicznymi na spoiwie hematytowym, jeszcze wyżej hipsometrycznie słabo są widoczne w zwietrzelinie iłołupki lub gliny wiśniowo-czerwone, często z bardzo drobnymi blaszkami miki i okruchami drobnoziarnistych piaskowców mikowych barwy czerwonej. Spotkać też tu można gliny zielone (odbarwione?) z okruchami zwietrzałych drobnoziarnistych piaskowców żółtych oraz otoczakami kwarcu i okruchami wapieni skalistych malmu (zwietrzelina). Jeszcze wyżej na zboczu, poniżej zabudowań gospodarczych widoczne jest małe odsłonięcie wapienia węglowego barwy jasnocielistej (wizen dolny).

Ślizgi tektoniczne (lustra) na otoczakach w zlepieńcu oraz występowanie wapienia węglowego na zboczu ponad zlepieńcem mogą wskazywać, że utwory karbonu dolnego i czerwonego spągowca uległy przemieszczeniu nie tylko pod wpływem ruchów zboczowych, ale także pod wpływem uskoku przebiegającego równolegle do doliny Racławki (por. fig. 3). Przypuszczenie to potwierdzić może fakt, że w odległości około 30 m na S od odsłonięcia uwidocznionego na fig. 2, w małym dole na zboczu znajduje się w jasnym wapieniu węglowym (dolny wizen) brekcja tektoniczna. Brekcja ta, składająca się z elementów o rozmiarach 0,5-3 cm, zlepiona jest białym kalcytem. Przypuszczalny uskok o niewielkim zapewne, kilkumetrowym zrzucie, nie zaznacza się w morfologii.

Odsłonięcie D: koło „łomu nad drogą“

W miejscu, gdzie droga prowadząca z Paczółtowic do Racławic omija cypel wapienia węglowego, wysunięty daleko w kierunku wschodnim, przy ujściu suchej zwykle dolinki „do Wielkiej Góry“ łamano niegdyś wapień na drogę. Miejsce to zwane jest przez J. Jarosza *(1)* i za nim przez St. Siedleckiego *(5)* „łomem nad drogą“, skąd Jarosz opisał faunę wizenu dolnego (C_2-S_1). Na południowym zboczu tego cypla (na S od „łomu nad

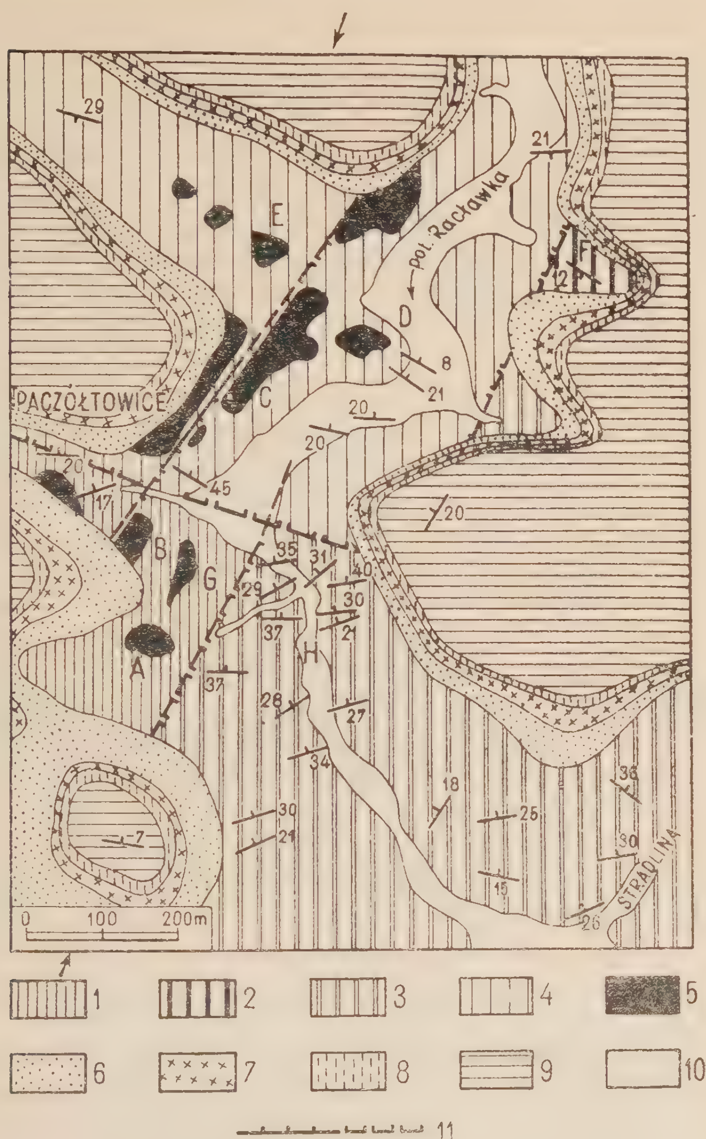


Fig. 3

Szkic geologiczny odkryty rejonu występowania utworów czerwonego spągowca w dolinie Racławki

Del. K. Birkenmajer

1 turnej Z_1; *2* turnej Z_2-γ; *3* turnej C_1; *4* wizen C_2-S_1; *5* dolny perm; *6* baton; *7* kelowej; *8* oksford; *9* „argow-raurak"; *10* holocen (aluwia); *A-H* jak na fig. 1; *11* prawdopodobne i stwierdzone uskoki

Strzałki na brzegu mapki wskazują kierunek przekroju geologicznego na fig. 4

drogą"), tuż nad samą drogą, spod lessu a znad wapienia węglowego sypią się bloki drobnookruchowego (0,1-0,3 cm, rzadziej do 3 cm) zlepieńca wapiennego barwy czerwonej, zmieszane z dużą ilością materiału gliniastego podobnej barwy i okruchami łupków piaszczystych mikowych barwy wiśniowo-czerwonej lub hematytowo-czerwonej (wizen górny?).

Na samym zakręcie drogi na cyplu widoczne są w małym łomiku spod lessu w zwietrzelinie fioletowawe (a czasem także ceglasto-czerwone lub białozielone) gliny składające się z rozłożonych łupków ilastych (wizen górny?). Powierzchnia wapienia węglowego, na której leżą te utwory, jest zlimonityzowana.

Odsłonięcie E: dolinka „do Wielkiej Góry"

Na północ od opisanego cypla skalnego w kierunku NW odchodzi mała sucha dolinka zwana „do Wielkiej Góry". Brak tutaj dobrych odsłonięć, utwory zaś czerwonego spągowca widoczne są na wapieniu węglowym w zwietrzelinie zarówno w dolince, jak też na jej lewym brzegu, na skarpie u wylotu doliny Racławki, nad „łomem nad drogą" (wzgórze Skałka). W czerwonej glinie znajdują się tutaj okruchy drobnoziarnistych (0,5-1 mm) zlepieńców wapiennych lub wapieni drobnokrystalicznych z ziarnami kwarcu (pod mikroskopem kwarc przedstawia się jako fragmenty kryształów pierwotnie euhedralnych z głębokimi jamkami, wytworzonymi przez korozję magmową, albo też jako nieprawidłowe fragmenty o falistym znikaniu światła), barwy hematytowo-czerwonej, dalej drobnopiaszczystych łupków i drobnoziarnistych piaskowców podobnej barwy. Wapienie drobnokrystaliczne można uważać za drobną frakcję zlepieńca, gdzie okruchy pierwotnie wapienne, zawieszone w spoiwie gliniastym, przekrystalizowały w czasie diagenezy.

STRATYGRAFIA I POZYCJA TEKTONICZNA

Brak dobrych odsłonięć czerwonego spągowca w dolinie Racławki nie pozwala na zupełnie pewne ustalenie jego stratygrafii. Charakterystyczny jest jednak fakt, że znacznie częściej występują tutaj gliny, niż zlepieńce myślachowickie, które towarzyszą tylko glinom. Ponadto czerwone gliny mają w zasadzie inne okruchy skalne niż zlepieńce. Z dużym prawdopodobieństwem można przypuścić, że bezpośrednio na wapieniu węglowym, który w tej części doliny odpowiada przede wszystkim dolnemu wizenowi i częściowo turnejowi (por. *1*, str. 52-53, i 5, fig. 2), leżą bezpośrednio czerwone gliny dolnego permu, wyżej zaś na glinach — zlepieńce myślachowickie.

St. Siedlecki (*3*, str. 336-337) gliny czerwone zaznacza w okolicach Sławkowa zarówno w podłożu zlepieńca myślachowickiego, jak też w po-

staci facji zastępującej i nadściełającej zlepieńce. W innych miejscach, jak np. w Regulicach *(4)*, Rudnie, czy bliżej grzbietu dębnickiego koło Karniowic *(3)* zlepieńce myślachowickie leżą na piaskowcach karniowickich (stefan). Zarówno piaskowce karniowickie, jak też i zlepieńce myślachowickie uważane są w okolicach Dębnika za materiał powstały z przerobienia karbońskiej pokrywy antykliny wypiętrzonej na schyłku karbonu. Przerobiona pokrywa karbonu produktywnego utworzyła na wtórnym złożu stefańskie piaskowce karniowickie, natomiast odsłonięty erozyjnie później, w związku z ruchami dźwigającymi fazy saalskiej wapień węglowy dostarczył materiału dolnopermskim zlepieńcom myślachowickim. Według St. Siedleckiego kierunek transportu materiałów był od wschodu ku zachodowi *(3, 4, 5)*.

Tektoniczne stanowisko utworów dolnego permu w dolinie Racławki w stosunku do antykliny Dębnika jest odmienne niż pozostałych odsłonięć. Jest to mianowicie jedyne występowanie czerwonego spągowca we

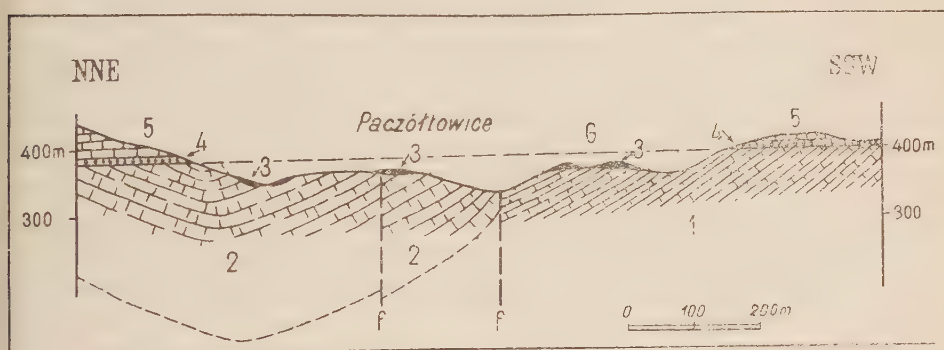


Fig. 4

Przekrój geologiczny wzdłuż prawego zbocza doliny Racławki w Paczółtowicach
Del. K. Birkenmajer

1 turnej Z_1; *2* wizen C_2-S_1; *3* dolny perm (czarne plamy); *4* baton-kelowej; *5* oksford-„argow-raurak"; *f* uskoki przypuszczalne; *G* łom Kaspra Góreckiego (turnej Z_1)

wschodnim skrzydle antykliny. Kierunek sedymentacji można by tutaj przyjąć od W ku E, na co jednak brak dowodów. Wobec spoczywania glin czerwonych i zlepieńców myślachowickich bezpośrednio na wapieniu węglowym (brak utworów stefańskich) można przyjąć, że akt ich tworzenia wiąże się już z fazą saalską.

Po zdarciu pokrywy górnokarbońskiej i częściowo dinanckiej zaczęły się osadzać utwory gliniaste na miejscu dzisiejszych odsłonięć w dolinie Racławki, zapewne w jakimś uprzednio utworzonym zagłębieniu erozyj-

nym (por. fig. 4). Gliny te, zawierające okruchy drobnoziarnistych piaskowców mikowych i łupków czerwonych, mogły powstać z przerobienia warstw przejściowych między wizenem a namurem (wizen górny?), które dotychczas jeszcze nie są podawane w literaturze dotyczącej Dębnika [1], a które mogły być erodowane w sąsiedztwie. W miarę dalszego dźwigania się struktury dębnickiej erozja sięgnęła głębiej i wówczas w glinach pojawił się najprzód materiał drobnookruchowy wapieni wizenu, a wreszcie zlepieńce myślachowickie. W zlepieńcach, jak już była o tym wyżej mowa, występuje materiał prawie wyłącznie wapieni wizenu i tylko rzadkie okruchy krynoidowego wapienia, które by mogły odpowiadać turnejowi. Poza tym o łączności genetycznej z glinami świadczą okruchy czerwonych piaskowców występujące w zlepieńcu.

Drobne rozmiary elementów okruchowych w zlepieńcach myślachowickich doliny Racławki i ich skład litologiczny świadczą, że utwory te mogłyby odpowiadać niższej stratygraficznie części grubej pokrywy zlepieńcowej na zachód od Dębnika. Do wniosku takiego również doprowadza brak w zlepieńcach z doliny Racławki wkładek tufowych, które pojawiają się w wyższej stratygraficznie części zlepieńców myślachowickich koło Młoszowej (por. 4). Nie wiemy jednak, czy na opisanych ławicach skończyła się sedymentacja zlepieńcowa we wschodnim skrzydle antykliny Dębnika, czy też wyższe ogniwa zostały w dobie późniejszej, przed transgresją batonu zerodowane (por. fig. 4). Charakterystyczne jest również, że w zlepieńcu myślachowickim doliny Racławki brakuje zupełnie otoczaków skał magmowych, które St. Siedlecki (l. c.) podaje z partii peryferycznej festonu dolnopermskich fanglomeratów Rudna, Regulic i Sławkowa.

Opierając się na schemacie stratygraficznym dinantu ustalonym dla regionu Dębnika przez J. Jarosza (*1*, St. Siedlecki, *5*, fig. 2), na podstawie stanowisk z fauną wizenu dolnego (fig. 4, C_2-S_1, „łom nad drogą") turneju górnego (C_1, okolica młyna w Paczółtowicach, dolna część Stradliny), turneju „środkowego" (Z_2-γ, łom Roemera) i turneju niższego (Z_1, łom Kaspra Góreckiego), a także na podstawie wykonanej mapy geo-

---

[1] W okolicach Dębnika najwyższym ogniwem dinantu są brunatno-czerwone wapienie otwornicowe oraz ciemnobrunatne iłołupki i wapienie margliste czerwonawo-szare (dolna część górnego wizenu) z doliny Czernki. Wskutek braku odsłonięć nie jest znane przejście między tymi utworami a osadami łupkowo-piaskowcowymi tzw. warstw miękińskich (namur?) z doliny Miękińki. Być może, obserwowaną lukę wypełniają łupki i czerwone piaskowce, występujące na wtórnym złożu w glinach czerwonych czerwonego spągowca doliny Racławki, wiążące się barwą z wapieniami i łupkami wizenu doliny Czernki („czerwona ściana", łomy nad młynem), obecnością zaś piaskowców drobnoziarnistych i łupków — z podobną litologicznie serią miękińską.

logicznej zakrytej (fig. 1) można sprobować odtworzyć prawdopodobną tektonikę przedjurajską obszaru (fig. 3, 4). Występowanie utworów dolnopermskich pokrywa się w przybliżeniu z widoczną w tym obszarze synkliną zaznaczoną upadami wapienia węglowego. Od wschodu i południa element synklinalny zbudowany z osadów dolnego wizenu (C_2-S_1) ograniczony jest prawdopodobnie przez uskoki (fig. 3), gdyż pojawiają się tutaj warstwy znacznie starsze (od południa turnej niższy Z_1, od wschodu turnej „środkowy", Z_2-γ). Zlepieniec myślachowicki nie występuje jednak w osi synkliny (fig. 4), gliny zaś czerwone sięgają ku południowi poza obszar wizenu dolnego aż na wapienie turneju. Można stąd wnosić, że utwory dolnopermskie leżą przekraczająco zarówno na synklinie wapieni wizenu, jak też na uskokach, a więc że tektonika wapienia węglowego jest przed-dolnopermska.

Wapień węglowy jest ścięty widoczną w odkrywkach (zwłaszcza na lewym brzegu Racławki, koło dawnej granicy Księstwa Krakowskiego) prawie płaską powierzchnią denudacyjną, na której leżą piaski batonu i wyższe ogniwa transgredującej jury. Powierzchnia spągu jury ścina też (jak można wnioskować z hipsometrii) utwory dolnopermskie na prawym brzegu Racławki, które wypełniają erozyjne najprawdopodobniej zagłębienie wśród wapienia węglowego (fig. 4). Taki układ stosunków pozwala przypuszczać, że antyklina Dębnika mogła być pierwotnie przykryta płaszczem zlepieńców myślachowickich w stopniu znaczniejszym, niż na to wskazują odsłonięcia dzisiejsze. Świadczyć też za tym mogą drobne odkrywki czerwonych glin z otoczakami wapienia węglowego znajdowane przez St. Zaręcznego (6, str. 93) nad doliną Eliaszówki i Czernki.

Pracownia Geologiczno-Stratygraficzna
Polskiej Akademii Nauk w Krakowie
Kraków, w czerwcu 1955 r.

LITERATURA CYTOWANA

1. JAROSZ J. Obecny stan badań nad stratygrafią dewonu i dolnego karbonu w okręgu krakowskim (Der gegenwärtige Zustand der Forschungen über die Stratigraphie des Devons und des Unterkarbons in der Umgebung von Krakau). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), III. Kraków 1926.

2. RUTKOWSKI F. O budowie paleozoicznego grzbietu dębnickiego (On the structure of the palaeozoic dome of Dębnik near Cracow). — Spraw. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.) t. III, z. 3-4. Warszawa 1926.

3. SIEDLECKI ST. Utwory stefańskie i permskie we wschodniej części Polskiego Zagłębia Węglowego (Stephanian and Permian deposits in the eastern part of Polish Coal Basin). — Acta Geol. Pol., vol. II. Warszawa 1951.

4. SIEDLECKI ST. Podłoże melafiru w Regulicach i problem genezy zlepieńców myślachowickich (Substratum of the Regulice melaphyre, near Cracow, and origin of Myślachowice conglomerates, Permian). — Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), 80. Warszawa 1952.
5. SIEDLECKI ST. Utwory paleozoiczne okolic Krakowa (Palaeozoic formations of the Cracow region). — Ibidem, 73. Warszawa 1954.
6. ZARĘCZNY ST. Atlas Geologiczny Galicyi. Zeszyt 3: tekst i mapa ark. I. Kom. Fizjogr. Ak. Um. Kraków 1894.

KAZIMIERZ ŁYDKA

Osady mezozoiczne na wschodnim przedgórzu Sudetów

TREŚĆ: Uwagi wstępne — Opis odsłonięcia pod Nową Cerekwią, pow. Głubczyce — Wnioski

UWAGI WSTĘPNE

Na wzgórzu położonym około 1,5 km na południe od miejscowości Nowa Cerekwia, pow. Głubczyce (fig. 1), stwierdziłem w lipcu bieżącego roku występowanie skał mezozoicznych. W spągu eksploatowanych tu bazaltów odsłonięto około dwumetrowej miąższości profil osadów mezozoicznych wykształconych jako szare iły margliste. Iły te zawierają dość



Fig. 1
Południowo-wschodni zasięg jury w Polsce. Gwiazdką oznaczone jest miejsce pobrania próbek

liczną makrofaunę, między innymi również *amonitową*. Stan zachowania kilku znalezionych amonitów, drobnych i o zresorbowanych skorupkach, jest tak zły, że nie nadają się one do ścisłego oznaczenia, nawet rodzajowego. Co się tyczy mikrofauny, to w próbce pobranej 1,5 m od spągu bazaltu prof. dr W. Pożaryski i mgr W. Bielecka oznaczyli następujący zespół otwornic:

Rodzaj:	zasięg stratygraficzny:
1) *Arenobulimina* sp.	kreda-eocen
2) *Ataxophragmium* sp.	kreda
3) *Egerellina* sp.	kreda górna
4) *Marsonella* sp.	kreda-eocen
5) *Textularia* sp.	dewon?-karbon-dziś

Na podstawie tej mikrofauny wiek znalezionych osadów z dużym prawdopodobieństwem można określić jako *kredowy*.

OPIS ODSŁONIĘCIA POD NOWĄ CEREKWIĄ

W wykopie kamieniołomu na północnej ścianie występuje, poczynając od stropu, gruba warstwa lessu, miejscami dochodząca do około 2 m miąższości, pod lessem zaś — skała o typie bazaltu. Jest to bazalt barwy ciemnoszarej, prawie czarnej, o strukturze porfirowej. Wśród prakryształów w bazalcie dominuje idiomorficzny oliwin. Augit o kącie $Z/\gamma = 52^0$ jest tam znacznie rzadszy; występuje głównie w postaci mikrolitów tła skalnego obok idiomorficznego magnetytu, szkliwa oraz analcymu. Miejscami wśród tła skalnego pojawia się kalcyt. W obrębie kamieniołomu widoczne są miejscami cztery poziomy skały bazaltowej o oddzielności słupowej. Spągowe partie bazaltu o miąższości 2-3 m mają oddzielność bryłowo-kulistą.

W północno-wschodniej części kamieniołomu odbudowa dotarła do podłoża odsłaniając spągowe partie bazaltu i jego kontakt z podłożem. Na tym kontakcie występuje cienka warstwa skały zmienionej kontaktowo, o daleko posuniętym stopniu zwietrzenia. W jej obrębie występują zmienione termicznie iły w okrągławych bryłkach o przeciętnej średnicy 6 cm. Wśród bryłek tego rodzaju znaleziono jedną, pochodzącą prawdopodobnie z kontaktu kredy z karbonem, utworzoną z szarogłazu typu karbońskiego i łupku ilastego z fauną.

Niżej leżące skały zdradzają również oznaki metamorfozy kontaktowej. Skały te wykształcone są w postaci łupków ilastych „rysikowych", barwy siwej, o oddzielności słupkowej lub tabliczkowatej, z niewielką zawartością białej miki. Słupki lub tabliczki ułożone są prostopadle do powierzchni kontaktu z bazaltem. Miąższość tych łupków wynosi około



Pierwszy fragment odsłonięcia w Nowej Cerekwi

Legenda: a bazalt, *b* skała kontaktowa zmieniona, *c* łupki rysikowe, *d* iły ciemnoszare, *f* iły margliste — — — — — spąg bazaltu, —·—·—·—· — granice wydzieleń litologicznych



Drugi fragment odsłonięcia w Nowej Cerekwi

Legenda — jak w pl. I

20 cm. Poniżej łupków rysikowych występują nieuwarstwione iły barwy ciemnoszarej, o słabo zaznaczającej się oddzielności łupkowej; miąższość tych iłów dochodzi do 40 cm. Ku dołowi przechodzą one stopniowo w siwe iły margliste bez śladów warstwowania, zawierające niewielką ilość glaukonitu. Całkowita miąższość opisanego profilu nie przekracza dwóch metrów.

W odległości około 25 m na południe od wyżej opisanego odsłonięcia na nieco wyższym poziomie zostały również odsłonięte w spągu bazaltu białawe, drobnoziarniste piaski kwarcowo-ilaste, bezwęglanowe, o nieustalonej miąższości. Stosunek ich do iłów z fauną kredową jest niejasny.

WNIOSKI

Opisane wyżej odsłonięcie skał kredowych zmienia dotychczasowe poglądy na rozprzestrzenienie kredy. Komunikat niniejszy podaje pierwszą fragmentaryczną wiadomość o występowaniu na przedpolu Sudetów osadów kredowych w facji ilastej. Konieczne jest podjęcie dalszych prac nad tym odsłonięciem, a mianowicie: pogłębienie i systematyczne zbadanie opisanego powyżej profilu oraz zebranie obfitszej fauny amonitowej w celu dokładnego ustalenia wieku osadów. Badania te winny także objąć określenie stosunku drobnoziarnistych piasków ilastych do iłów z fauną. Przeprowadzenie szczegółowych prac kartograficznych w tym regionie mogłoby nadto doprowadzić do ujawnienia dalszych miejsc występowania osadów kredy.

Prof. dr. S. Z. Różyckiemu i doc. dr. H. Makowskiemu dziękuję za cenne uwagi o faunie amonitowej, a prof. dr. W. Pożaryskiemu i mgr. W. Bieleckiej — za oznaczenie mikrofauny.

Zakład Petrografii Skał Osadowych
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, we wrześniu 1955 r.

STEFAN ALEXANDROWICZ

Zespoły globotrunkan w turonie okolic Krakowa

TREŚĆ: Wstęp — Występowanie zespołów globotrunkan — Charakterystyka zespołów — Opis gatunków — Wartość stratygraficzna globotrunkan — Uwagi porównawcze — Literatura cytowana

WSTĘP

Opisując w r. 1954 wykształcenie facjalne osadów turonu okolic Krakowa *(1)** zwróciłem uwagę na występowanie w wapieniach i zlepieńcach turońskich licznych globotrunkan. Przekroje tych otwornic widoczne są często w szlifach mikroskopowych i na naszlifowanych powierzchniach skał. Po zebraniu większej ilości materiału można było przystąpić do opracowania fauny globotrunkan krakowskiego turonu i określenia wartości stratygraficznej tej fauny.

Opracowane próbki pochodzą głównie z odkrywek już uprzednio opisanych (S. Alexandrowicz, *1*); opisy nowych stanowisk turonu, znalezionych latem 1954 roku, z których oznaczone zostały globotrunkany, podaję poniżej w skrócie.

Osady turonu najbliższych okolic Krakowa są wykształcone jako zlepieńce, wapienie piaszczyste, wapienie z otoczakami kwarcu lub zbite wapienie z małą domieszką materiału detrytycznego. Wszystkie wymienione rodzaje skał turońskich odznaczają się stosunkowo dużą zwięzłością, co w znacznym stopniu utrudnia a niekiedy uniemożliwia badania nad mikrofauną. Po przeszlamowaniu zlepieńców i wapieni turońskich pozostają zazwyczaj jedynie kalcytowe włókna inoceramów, zęby ryb oraz nieliczne aglutynujące otwornice należące przeważnie do rodzaju *Ataxophragmium* lub *Arenobulimina*. Nie udało się natomiast wypreparować cienkoskorupowych otwornic wapiennych, których obecność została stwierdzona w szlifach mikroskopowych.

Metodę oznaczania gatunkowego globotrunkan na podstawie samych przekrojów stosowali m. i. J. Lapparent *(20)* i H. Bolli *(2)*. Inni autorzy,

---

* Liczby *kursywą* w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

opisując wypreparowane okazy globotrunkan, podawali również rysunki i opisy przekrojów tych form. Dzięki temu większość gatunków globotrunkan można odróżnić na podstawie samych przekrojów widocznych w szlifach mikroskopowych, szczególnie wtedy, gdy dysponuje się dużym materiałem i odpowiednio zorientowanymi przekrojami.

Opracowanie fauny globotrunkan jest wstępnym krokiem do szerszego opracowania fauny krakowskiego turonu i do sprecyzowania znaczenia stratygraficznego tej fauny.

Pragnę podziękować prof. dr. M. Książkiewiczowi za cenne wskazówki i udostępnienie mi rękopisu pracy o Bachowicach *(19)*, dr. J. Małeckiemu i mgr. Gradzińskiemu — za wskazanie nowych odkrywek turonu, mgr. St. Bukowemu — za udzielenie mi szlifów mikroskopowych z wapieni turońskich z Trojanowic i Januszowic, mgr. St. Gerochowi i mgr. K. Birkenmajerowi — za uwagi i dyskusję.

WYSTĘPOWANIE ZESPOŁÓW GLOBOTRUNKAN

(p. tabl. I)

W osadach turonu okolic Krakowa globotrunkany są bardzo rozpowszechnione, ilość ich jednak i skład zespołów w poszczególnych odkrywkach wykazują dość znaczne różnice.

Najliczniej są one reprezentowane w wapieniach facji otwornicowej i inoceramowo-otwornicowej, znacznie rzadziej spotyka się je w wapieniach inoceramowych (facja inoceramowa) i w wapieniach piaszczystych.

We wszystkich odmianach skał turońskich globotrunkanom towarzyszą inne otwornice. W wapieniach piaszczystych niezbyt licznie występują robulusy, globigeriny, otwornice aglutynujące (tekstularie, arenobuliminy), a także oligosteginy. W zbitych wapieniach obok globotrunkan bardzo licznie występują globigeriny, dużo jest również gümbelin i robulusów; oligosteginy występują miejscami masowo (facja otwornicowo-oligosteginowa).

Bonarka (fig. 1, punkt 1)
1 — (*1*, str. 364, fig. 2, odkrywka I) [1]

Osady pierwszej transgresji turońskiej odsłonięte są w pd.-wschodniej części starego kamieniołomu. Są to wapienie piaszczyste, facji inoceramowo-otwornicowej piaszczystej; otwornice są często połamane i źle zachowane.

---

[1] W nawiasach podano numery odkrywek, których dokładny opis zamieszczony jest w pracy autora pt. „Turon południowej części Wyżyny Krakowskiej" *(1)*.

Globotruncana marginata (Reuss) . . . . R[2]
Globotruncana cf. *ventricosa* White . . . R
Globotruncana cf. *turonica* Brotzen . . . R

2 — (*1*, str. 364, fig. 3, odkrywka II)

Osady drugiej transgresji turońskiej odsłaniają się w pd.-zachodniej części starego kamieniołomu. W dole są to wapienie z licznymi otoczakami kwarcu i zlepieńce, ku górze przechodzą one stopniowo w wa-

[2] Częstość występowania poszczególnych form podana została według symboli zastosowanych przez M. Glaessnera *(16)*: R (= rare) — rzadkie; F (= few) — niezbyt liczne; C (= common) — liczne.

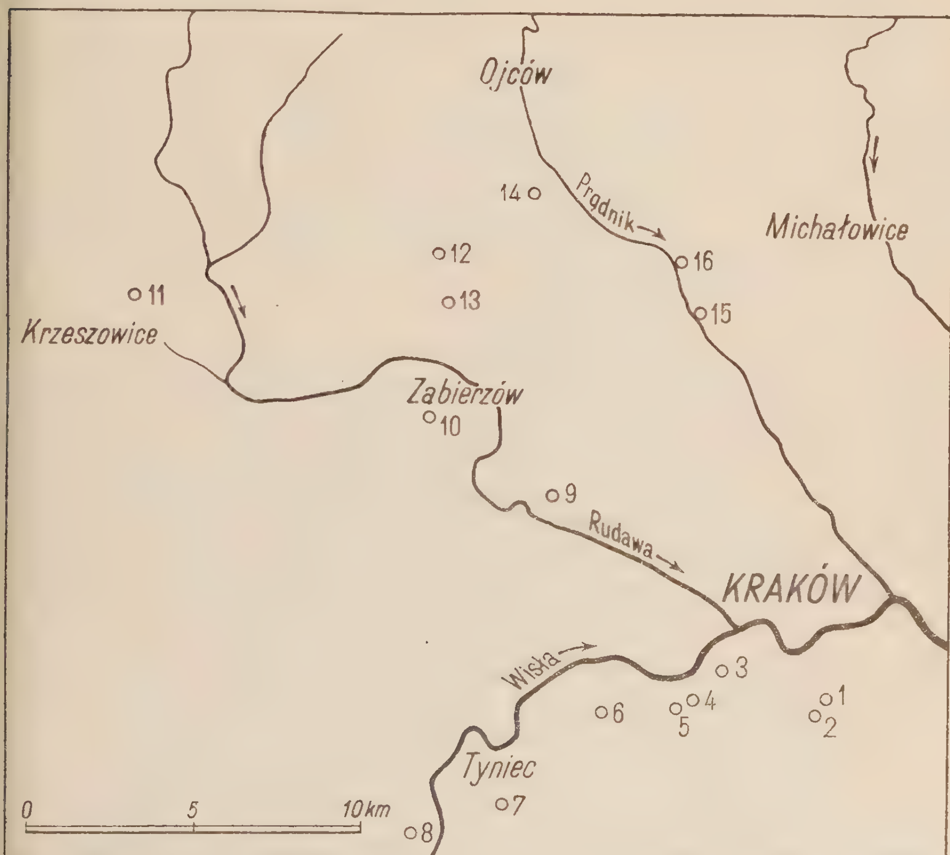


Fig. 1

Mapka rozmieszczenia odkrywek cytowanych w tekście

1 — Bonarka, 2 — Wola Duchacka, 3 — Skały Twardowskiego, 4 — Pychowice 5 — Chmielnice, 6 — Kostrze, 7 — Tyniec, 8 — Ściejowice, 9 — Mydlniki, 10 — Zabierzów, 11 — Siedlec-Żbik, 12 — Dolina Bolechowicka, 13 — Ujazd-Gacki, 14 Biały Kościół, 15 — Trojanowice, 16 — Januszowice

pienie z rzadkimi otoczakami kwarcu. Facja jest w dole otwornicowo-piaszczysta, w górnej części przechodzi w otwornicowo-oligosteginową.

Otwornice są liczne i na ogół dobrze zachowane.

Globotruncana marginata (Reuss) C
Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli . . . . F
Globotruncana lapparenti bulloides Vogler . . . . F
Globotruncana lapparenti cf. *tricarinata* (Quereau) . . R

Wola Duchacka — nowe stanowisko turonu (fig. 1, punkt 2)

W odległości około 500 m. na pd.-zachód od starego kamieniołomu na Bonarce, w skarpie przydrożnej odsłaniaja się zlepieńce i wapienie turońskie.

3 — Na powierzchni abrazyjnej ścinającej wapienie jurajskie leży ok. 60 cm warstewka zlepieńca, który ku górze przechodzi w wapień piaszczysty z inoceramami (facja inoceramowo-otwornicowa, piaszczysta). Znaleziony tu został m. i. *Inoceramus labiatus* Schloth., który wskazuje, że mamy tu do czynienia z osadem pierwszej transgresji turońskiej. W zlepieńcu i wapieniu piaszczystym skorupki otwornic są często połamane i niezbyt dobrze zachowane.

Globotruncana marginata (Reuss) . . . . F
Globotruncana ventricosa White . . . . F

4 — Opisana dolnoturońska warstwa ścięta jest powierzchnią abrazyjną na której leży 80 cm warstwa zbitego, białawego wapienia z bardzo nieliczną fauną (*Conulus subrotundus* Ag., *Echinocorys* sp.). Występuje tu facja otwornicowo-oligosteginowa. Strop tego wapienia ścięty jest trzecią, najmłodszą powierzchnią abrazyjną (przypuszczalnie jest to powierzchnia abrazyjna morza santońskiego). Położenie omawianego wapienia i nieliczne jeżowce mogą świadczyć, że jest to osad drugiej transgresji turońskiej.

Globotrunkan jest więcej w górnej części warstwy.

Globotruncana marginata (Reuss) . . . . F
Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli . . . . F

Na zachodniej ściance tej odkrywki (skarpy) można obserwować skośne ścinanie osadów turońskich przez powierzchnie abrazyjne. Na przestrzeni około 4 m miąższość warstwy dolno-turońskiej redukuje się do zera i na wapieniu jurajskim leży wprost wapień górno-turoński. Miąższość tego górno-turońskiego wapienia jest w tym miejscu też zredukowana i wynosi około 40 cm, nieco dalej redukuje się jeszcze bardziej tak, że górna powierzchnia (przypuszczalnie powierzchnia abrazyjna morza santońskiego) dochodzi do wapienia jurajskiego ścinając zupełnie osady turońskie (fig. 2).

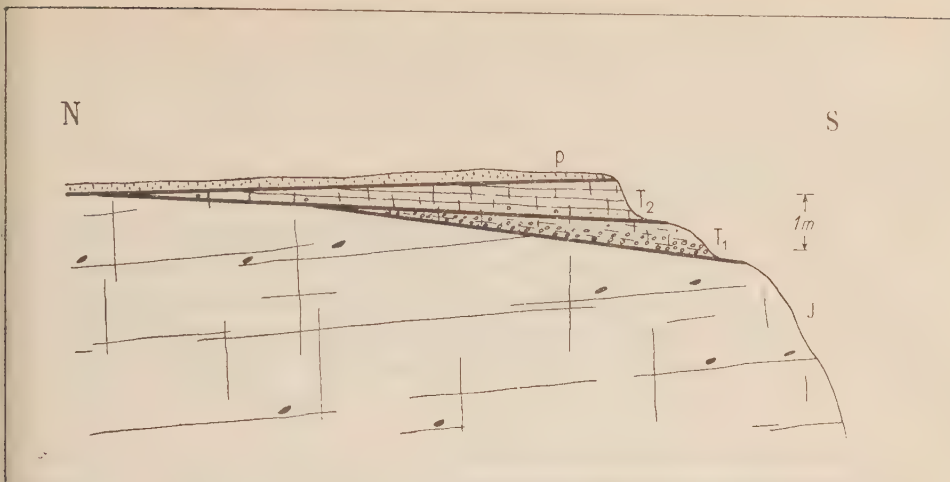


Fig. 2
Skośne ścinanie wapieni jurajskich i osadów turońskich przez powierzchnie abrazyjne — Wola Duchacka
J wapienie górno-jurajskie; T_1 osady pierwszej transgresji turońskiej; T_2 osady drugiej transgresji turońskiej; *p* piaski czwartorzędowe

Skały Twardowskiego — nowe stanowisko turonu [3] (fig. 1, punkt 3)

5 — We wschodniej części wzgórza, przy ścieżce nad leśniczówką, na ściętych powierzchnią abrazyjną wapieniach jurajskich leżą wapienie z otoczakami kwarcu i z rozrzuconymi z rzadka małymi konkrecjami fosforytowymi. Fauna znaleziona w tych wapieniach (*Conulus vulgaris* Lam., *Conulus subrotundus* Ag., *Inoceramus* cf. *cuvieri* Sow.) wskazuje na młodsze ogniwo turonu (osady drugiej transgresji turońskiej). W szlifach mikroskopowych widać, że przeważa tu facja otwornicowo-oligosteginowa.

Globotruncana marginata (Reuss) . . . . F
Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli . . . . . F
Globotruncana lapparenti cf. *bulloides* Vogler . . . R
Globotruncana lapparenti cf. *tricarinata* (Quereau) . . R

Pychowice (fig. 1, punkt 4)

6 — (*1*, str. 366, odkrywka IV)

Osady drugiej transgresji turońskiej odsłonięte są w pd.-wschodniej części Wzgórza Pychowickiego. Są to wapienie facji inoceramowo-otwornicowej o różnym stopniu zapiaszczenia. Otwornice są dość dobrze zachowane.

---

[3] Odkrywkę tę znalazł mgr R. Gradziński.

Globotruncana marginata (Reuss) . . . . F
Globotruncana lapparenti cf. *lapparenti* Bolli . . . . R
Globotruncana lapparenti cf. *tricarinata* (Quereau) . . R

Chmielnice (fig. 1, punkt 5)

7 — (*1*, str. 367, odkrywka V)

Na wzgórzu Chmielnice (w pd.-zachodniej części wsi Pychowice odsłonięte są wapienie z otoczakami kwarcu, z fauną wskazującą na niższe ogniwo turonu (osady pierwszej transgresji turońskiej). W szlifach mikroskopowych widoczna jest najczęściej facja otwornicowo-inoceramowa, niekiedy dość silnie piaszczysta. Otwornice są niezbyt dobrze zachowane.

Globotruncana marginata (Reuss) . . . . F
Globotruncana ventricosa White . . . . R
Globotruncana cf. *apenninica* Renz . . . . R
Globotruncana cf. *turonica* Brotzen . . . . . . R

Kostrze (fig. 1, punkt 6)

8 — (*1*, str. 372, odkrywka X)

W rowie przy drodze odsłonięte były[4] wapienie z bogatą fauną wskazującą na wyższe ogniwo turonu (osady drugiej transgresji turońskiej). Dominuje tu facja inoceramowo-otwornicowa; nadających się do oznaczenia przekrojów globotrunkan jest mało.

Globotruncana marginata (Reuss) . . . . R
Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli . . . . R
Globotruncana lapparenti cf. *tricarinata* (Quereau) . . R

Tyniec-wieś (fig. 1, punkt 7)

9 — (*1*, str. 369, fig. 5, 6, odkrywka IX)

Osady pierwszej transgresji turońskiej odsłaniają się w kilku odkrywkach jako wapienie piaszczyste i wapienie inoceramowe (masowo występuje tu *Inoceramus labiatus* Schloth.). Otwornic jest niewiele, skorupki ich są często połamane.

Globotruncana marginata (Reuss) . . . . R
Globotruncana ventricosa White . . . . R
Globotruncana helvetica Bolli . . . . R
Globotruncana cf. *apenninica* Renz . . . . R

---

[4] Rów ten jest obecnie zasypany.

10 — (*1*, str. 371, fig. 6, odkrywka IX)

Osady drugiej transgresji turońskiej leżą w kilku odkrywkach na powierzchniach abrazyjnych ścinających osady niższego ogniwa turonu, w jednym zaś miejscu — wprost wapienie jurajskie. Wyższe ogniwo turonu jest tu wykształcone w postaci wapieni piaszczystych (często z otoczakami kwarcu) w facji otwornicowej lub otwornicowo-inoceramowej. Skorupki otwornic są dość dobrze zachowane.

Globotruncana marginata (Reuss) C
Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli C
Globotruncana lapparenti bulloides Vogler . . . . R
Globotruncana lapparenti cf. *tricarinata* (Quereau) . . R
Globotruncana ventricosa White . . . . R

Ściejowice (fig. 1, punkt 8)

11 — (*1*, str. 372, fig. 10, odkrywka XI)

Wapienie piaszczyste z masowo występującymi *Inoceramus* cf. *cuvieri* Sow. (osady drugiej transgresji turońskiej) odsłaniają się w starych okopach na szczycie małego wzgórza. Dominuje tu facja inoceramowo-otwornicowa, przekrojów globotrunkan jest dość dużo.

Globotruncana marginata (Reuss) . . . . F
Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli . . . . F
Globotruncana lapparenti cf. *tricarinata* (Quereau) . . R

Mydlniki (fig. 1, punkt 9)

12 — (*1*, str. 373, odkrywka XII)

Osady pierwszej transgresji turońskiej odsłaniają się ponad kamieniołomem w Mydlnikach jako wapienie piaszczyste z otoczakami kwarcu i z dużą ilością jeżowców (*Conulus ellipticus* Zar.). W szlifach mikroskopowych widać, że jest to facja otwornicowa oraz otwornicowo-inoceramowa piaszczysta. Skorupki otwornic są często połamane i niezbyt dobrze zachowane.

Globotruncana marginata (Reuss) . . . . F
Globotruncana helvetica Bolli . . . . R
Globotruncana cf. *apenninica* Renz . . . . . . R

Zabierzów (fig. 1, punkt 10)

13 — (*1*, str. 374, fig. 8, odkrywka VIII)

Osady pierwszej transgresji turońskiej wykształcone są ponad kamieniołomem w Zabierzowie jako zlepieńce. W szlifach mikroskopowych widać, że przeważa tu facja inoceramowo-otwornicowa piaszczysta. Skorupki otwornic są zwykle silnie połamane.

Globotruncana marginata (Reuss) . . . . R

14 — (*1*, str. 375, fig. 8, odkrywka XIII)

Osady drugiej transgresji turońskiej ponad kamieniołomem w Zabierzowie są reprezentowane przez zbite wapienie facji otwornicowo-oligosteginowej. Skorupki otwornic są na ogół dobrze zachowane.

Globotruncana marginata (Reuss) C
Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli . . . . F
Globotruncana lapparenti cf. *tricarinata* (Quereau) . R
Globotruncana ventricosa White . . . . R

Siedlec-Żbik (fig. 1, punkt 11)

15 — (*1*, str. 376, odkrywka XIV)

W dwóch miejscach odsłaniają się zbite wapienie (osady drugiej transgresji turońskiej) facji otwornicowo-oligosteginowej z bardzo małą domieszką materiału detrytycznego. Przekrojów globotrunkan nadających się do oznaczenia jest niewiele.

Globotruncana marginata (Reuss) . . . . F
Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli . . . . R

Dolina Bolechowicka — nowe stanowisko turonu (fig. 1, punkt 12)

16 — W małym lewobrzeżnym wąwozie w górnej części Doliny Bolechowickiej szeroka (ok. 1/2-metrowa) szczelina w skalistym wapieniu jurajskim jest wypełniona turońskim wapieniem marglistym z otoczakami kwarcu. Na podstawie znalezionej fauny nie udało się rozstrzygnąć, czy jest to osad pierwszej, czy drugiej transgresji turońskiej. Skorupki otwornic są zwykle silnie połamane i trudne do oznaczenia.

Globotruncana marginata (Reuss) . . . . R

Ujazd-Gacki[5] — nowe stanowisko turonu (fig. 1, punkt 13)

17 — W skarpie drogi prowadzącej z Ujazdu do Gacek odsłaniają się wapienie z otoczakami kwarcu. Fauna jest tu bardzo uboga (*Inoceramus* cf. *cuvieri* Sow., *Conulus* cf. *subrotundus* Ag.); wskazuje ona na wyższe ogniwo turonu (osady drugiej transgresji turońskiej). W szlifach mikroskopowych widać, że przeważa tu facja otwornicowo-oligosteginowa.

Globotruncana marginata (Reuss) . . . . F
Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli . . . . R

Biały Kościół — nowe stanowisko turonu (fig. 1, punkt 14)

18 — W skarpie przydrożnej w pn.-wschodnim krańcu wsi Biały Kościół odsłaniają się wapienie z otoczakami kwarcu, które ku górze przechodzą

[5] Odkrywki w Dolinie Bolechowickiej i w Ujeździe wskazał mi dr J. Małecki

w zbite wapienie. Fauny jest niewiele (*Terebratula becksi* Roem., *Conulus subrotundus* Ag.); wskazuje ona na wyższe ogniwo turonu (osady drugiej transgresji turońskiej). W szlifach mikroskopowych widać, że przeważa tu facja otwornicowo-oligosteginowa i otwornicowo-inoceramowa. Skorupki otwornic są na ogół dobrze zachowane.

Globotruncana marginata (Reuss)	C
Globotruncana lapparenti bulloides Vogler	F
Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli	R
Globotruncana lapparenti cf. *tricarinata* (Quereau) . .	R
Globotruncana ventricosa White	R

Trojanowice [6] (fig. 1, punkt 15)

Profil utworów turońskich odsłaniających się w kilku odkrywkach na lewym brzegu rzeki Prądnika opisany został przez St. Bukowego *(6)*.

19 — Osady pierwszej transgresji turońskiej są tu reprezentowane przez wapienie z otoczakami kwarcu, w których znaleziony został *Inoceramus labiatus* Schloth. W szlifach mikroskopowych widać, że przeważa tu facja otwornicowo-inoceramowa. Skorupki otwornic są na ogół źle zachowane.

Globotruncana marginata (Reuss)	R

20 — Osady drugiej transgresji turońskiej wykształcone są w Trojanowicach pod postacią wapieni z otoczakami kwarcu, wapieni pelitycznych i wapieni inoceramowych. Najbogatsza fauna otwornic występuje w wapieniach pelitycznych facji otwornicowo-oligosteginowej.

Globotruncana marginata (Reuss)	F
Globotruncana lapparenti bulloides Vogler	R

Januszowice (fig. 1, punkt 16)

Nieco dalej na północ od Trojanowic, na lewym brzegu doliny Prądnika, odsłania się również profil utworów turońskich. Szczegółowy opis tego profilu podał St. Bukowy *(6)*. Litologicznie i facjalnie profile w Januszowicach i w Trojanowicach dobrze sobie odpowiadają.

21 — W wapieniach z otoczakami kwarcu reprezentujących osady pierwszej transgresji turońskiej, przekrojów globotrunkan, nadających się do oznaczenia, jest stosunkowo niewiele.

Globotruncana marginata (Reuss)	R
Globotruncana cf. *helvetica* Bolli	R

22 — W osadach drugiej transgresji turońskiej przeważa facja otwornicowo-oligosteginowa i otwornicowo-inoceramowa. Jedynie w górnej części profilu występują wapienie inoceramowe (facja inoceramowa). Najwięcej

[6] Otwornice z Trojanowic i Januszowic oznaczone zostały ze szlifów mikroskopowych udzielonych mi przez mgra St. Bukowego.

globotrunkan zostało znalezionych w wapieniach pelitycznych facji otwor-nicowo-oligosteginowej.

Globotruncana marginata (Reuss) . . . . F
Globotruncana lapparenti bulloides Vogler . . . . R
Globotruncana lapparenti cf. *lapparenti* Bolli . . . . R

CHARAKTERYSTYKA ZESPOŁÓW

W wapieniach i zlepieńcach turońskich okolic Krakowa można wy-różnić dwa charakterystyczne zespoły globotrunkan. Na podstawie prze-krojów widocznych w szlifach mikroskopowych udało się oznaczyć 8 ga-tunków (i podgatunków) tych otwornic. Są to:

Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli
Globotruncana lapparenti bulloides Vogler
Globotruncana lapparenti cf. *tricarinata* (Quereau)
Globotruncana marginata (Reuss)
Globotruncana ventricosa White
Globotruncana helvetica Bolli
Globotruncana cf. *apenninica* Renz
Globotruncana cf. *turonica* Brotzen

Najczęściej spotykanym gatunkiem jest *Globotruncana margina*[ta] (Reuss). Występuje ona licznie, a w niektórych odkrywkach nawet m[a]-sowo, zarówno w osadach pierwszej jak i drugiej transgresji turońskie[j]. W wyższym ogniwie turonu (osady drugiej transgresji turońskiej), wy-stępuje ona w większej ilości osobników, niż w osadach poziomu *Inoce-ramus labiatus*.

Dość często spotyka się również *Globotruncana lapparenti lappare[nti]* Bolli, występującą w okolicach Krakowa jedynie w osadach drugiej tran[s]-gresji turońskiej [7]. Pozostałe gatunki spotykane są rzadko i zwykle ty[l]-ko w niektórych odkrywkach.

Wśród oznaczonych globotrunkan wyróżnić można takie, które zna-lezione zostały tylko w osadach pierwszej transgresji turońskiej (najwy[ż]-sza część cenomanu i poziom *Inoceramus labiatus*). Są to globotrunkan[y] jednolistewkowe:

Globotruncana helvetica Bolli
Globotruncana cf. *apenninica* Renz
Globotruncana cf. *turonica* Brotzen

W szlifach mikroskopowych towarzyszy im zawsze *Globotrunca[na] marginata* (Reuss), a niekiedy także *Globotruncana ventricosa* White.

---

[7] Zarówno *Globotruncana marginata* (Reuss) jak i *Globotruncana lappare[nti] lapparenti* Bolli występują w okolicach Krakowa również w osadach senonu.

Tablica 1

Występowanie globotrunkan w poszczególnych odkrywkach turonu okolic Krakowa

		Osady pierwszej transgresji turońskiej								?	Osady drugiej transgresji turońskiej														
		Bonarka	Wola Duchacka	Chmielnice	Tyniec-wieś	Mydlniki	Zabierzów	Trojanowice	Januszowice	Dolina Bolechowicka	Bonarka	Wola Duchacka	Skały Twardowskiego	Pychowice	Kostrze	Tyniec-wieś	Ściejowice	Zabierzów	Siedlec-Żbik	Ujazd-Gacki	Biały Kościół	Trojanowice	Januszowice	zespół globotr. I transgr. tur.	zespół globotr. II transgr. tur.
	Gl. lapparenti tricarinata (Quereau)										cf		cf	cf	cf	cf	cf	cf			cf				cf
	Gl. lapparenti bulloides Vogler										+		cf			|					+	|	|		|
B	*Gl. lapparenti lapparenti* Bolli										+	+	+	cf	|	*	+	+	|	|	|		cf		+
	Gl. marginata (Rss)	|	+	+	|	+	|	|	|	|	*	+	+	+	|	*	+	*	+	+	*	+	+	|	*
	Gl. ventricosa White	cf	+	|	|											|		|			|			|	|
A	*Gl. helvetica* Bolli				|	|			cf															|	
	Gl. apenninica Renz			cf	cf	cf																		cf	
	Gl. turonica Brotz.	cf		cf																				cf	

* — liczna   + — dość liczna | — rzadka   cf — oznaczenie niepewne

Wymienione 5 gatunków stanowią zespół charakterystyczny dla niższego ogniwa turonu w okolicach Krakowa (tabl. 1). Ilościowo jest to zespół na ogół ubogi; obok globotrunkan występują tu licznie globigeriny, robulusy oraz otwornice aglutynujące, należące najczęściej do rodziny Textularidae.

Najuboższe dolno-turońskie zespoły globotrunkan spotyka się w wapieniach inoceramowych (facja inoceramowa). W szlifach mikroskopowych można tu czasem znaleźć zaledwie jeden lub dwa przekroje, należące najczęściej do gatunku *Globotruncana marginata* (Reuss).

Znacznie bogatszy ilościowo zespół występuje w osadach drugiej transgresji turońskiej (wyższa część poziomu *Inoceramus lamarcki* i niższa część poziomu *Scaphites geinitzi*). Obok bardzo licznej *Globotruncana marginata* (Reuss) pojawiają się charakterystyczne, dwulistewkowe formy z grupy *Globotruncana lapparenti* a mianowicie:

Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli
Globotruncana lapparenti bulloides Vogler
Globotruncana lapparenti cf. *tricarinata* (Quereau)

W niektórych szlifach towarzyszy im *Globotruncana ventricosa* White. Ilościowo globotrunkany grają tu dużą rolę, szczególnie w facji otwornicowo-oligosteginowej.

Innych otwornic jest również znacznie więcej niż w osadach poziomu *Inoceramus labiatus*. Są to głównie formy planktoniczne jak globigeriny i gümbeliny; znacznie rzadziej spotyka się robulusy i otwornice aglutynujące; masowo występują natomiast oligosteginy.

Wydaje się, że opisane i przedstawione na tablicy 1 zespoły globotrunkan dobrze charakteryzują osady pierwszej i drugiej transgresji turońskiej w okolicach Krakowa, toteż mogą być pomocne w określaniu wieku skał turońskich. Znaczenie tej metody może być szczególnie duże w tych miejscach, gdzie utwory turońskie zachowały się jedynie w szczątkach i gdzie nie udało się znaleźć makrofauny wystarczającej do dokładnego określenia wieku. Można też tą metodą określać wiek luźnych fragmentów skał turońskich znalezionych w szczelinach w wapieniu jurajskim lub tkwiących jako otoczaki w zlepieńcu podstawowym transgresji santońskiej.

OPIS GATUNKÓW

W ostatnich latach ukazało się wiele prac poświęconych globotrunkanom, jednocześnie jednak pojawiły się rozbieżności w pojęciu niektórych gatunków i podgatunków. Ścisłe zdefiniowanie pojęcia każdego gatunku przez podanie synonimów i krótkiego opisu stało się więc konieczne.

Opisy oznaczonych gatunków, zamieszczone w niniejszej publikacji, mają na celu podanie jedynie zwięzłej charakterystyki każdego gatunku i podstawy do wyróżnienia go. Synonimika podana dla każdego oznaczonego gatunku obejmuje jedynie ważniejsze pozycje literatury, w szczególności te, które podają opis i rysunki danego gatunku, odpowiadające najlepiej odpowiednim przekrojom, znalezionym w turonie okolic Krakowa.

Szczegółowe opracowanie fauny globotrunkan krakowskiego turonu okazało się niemożliwe ze względu na trudności w wypreparowywaniu okazów; wszystkie oznaczenia opierają się wyłącznie na przekrojach widocznych w szlifach mikroskopowych.

Globotruncana cf. *apenninica* Renz
(fig. 3)

1942. *Globotruncana apenninica* Renz; Gandolfi *(14)*, s. 116, fig. 40; tabl. IX, fig. 3, 4; tabl. IV, fig. 24-26.

1944. *Globotruncana apenninica* Renz; Bolli *(2)*, s. 223, fig. 1 (1, 2); tabl. IX, fig. 1

1949. *Globotruncana (Rotalipora) apenninica* Renz; Mornod *(21)*, s. 578, fig. 3, fig. 4 III; pl. IV, fig. 1 (a-1).

1951. *Globotruncana (Rotalipora) apenninica* Renz; Noth *(22)*, s. 75; tabl. 5, fig. 2

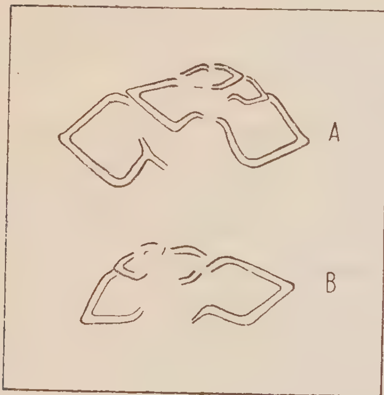


Fig. 3
Globotruncana cf. *appenninica* Renz
A z Mydlnik (osady pierwszej transgresji turońskiej); *B* z Tyńca (j. w.) × ca. 80

Skorupka obustronnie wypukła. Strona pępkowa bardziej wypukła niż strona spiralna. Komory na przekroju są trójkątne lub rombowe. Jedna listewka zaznacza się wyraźnie na wszystkich komorach.

Oznaczone okazy odpowiadają dobrze fotografiom podanym przez Renza *(25, 26)* oraz opisom i rysunkom Bolliego, Mornoda i innych, jednak stosunkowo mała liczba dobrze zachowanych egzemplarzy nie pozwala na pewne oznaczenie tego gatunku. Należy również podkreślić, że w szlifach mikroskopowych *Globotruncana apenninica* może być łatwo pomylona z podobną do niej *Globotruncana sigali* Reichel.

Globotruncana cf. *apenninica* Renz występuje w okolicach Krakowa rzadko, w osadach pierwszej transgresji turońskiej (najwyższa część ce-

nomanu — dolny turon, poziom *Inoceramus labiatus*). Znaleziono ją w Tyńcu, Mydlnikach i na wzgórzu Chmielnice koło Pychowic.

Globotruncana cf. *turonica* Brotzen

(fig. 4)

1942. *Rotalipora turonica* n. sp.; Brotzen *(4)*, s. 32, fig. 10.
1949. *Globotruncana (Rotalipora) turonica* Brotz.; Reichel *(24)*, s. 607; pl. XVI, fig. 5; pl. XVII, fig. 5.
1952. *Globotruncana (Rotalipora) turonica* Brotz.; Carbonnier *(7)*, s. 117; pl. VI, fig. 3.

Skorupka obustronnie wypukła, komory na przekroju mają kształt zaokrąglony. Jedna listewka jest wyraźnie widoczna na wszystkich komorach.

W opracowanym materiale znalazło się zaledwie kilka przekrojów odpowiadających opisom Brotzena, Bolliego i Carbonniera. Ponieważ żaden z wymienionych autorów nie podał rysunku przekroju tego gatunku, nie można było dokładnie porównać przekrojów znalezionych form z formami opisanymi poprzednio. Z tego względu oznaczenia *Globotruncana turonica* z turonu okolic Krakowa nie uważam za zupełnie pewne.

Znalezione przekroje są również podobne do gatunku *Globotruncana alpina* opisanego przez Bolliego *(2)*. Według Reichela *(24) Globotruncana turonica* Brotz. i *Globotruncana alpina* Bolli są do siebie bardzo podobne i przypuszczalnie należą do tego samego gatunku.

Globotruncana cf. *turonica* Brotz. występują w okolicach Krakowa bardzo rzadko w osadach pierwszej transgresji turońskiej (najwyższa część cenomanu — dolny turon, poziom *Inoceramus labiatus*). Oznaczone przekroje pochodzą z Bonarki i ze wzgórza Chmielnice.

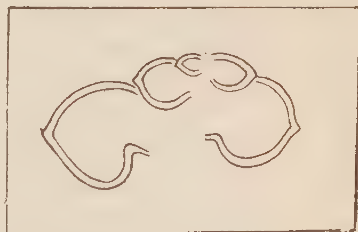


Fig. 4
Globotruncana cf. *turonica* Brotzen
Z osadów pierwszej transgresji turońskiej w Chmielnicach
× ca. 85

Globotruncana helvetica Bolli

(fig. 5)

1944. *Globotruncana helvetica* n. sp.; Bolli *(2)*, s. 226, fig. 1 (9-12); tabl. IX, fig. 6, 7
1948. *Globotruncana helvetica* Bolli; Cita *(8)*, s. 154; tabl. IV, fig. 1.
1952. *Globotruncana helvetica* Bolli; Sigal *(27)*, s. 31, fig. 32.

Spiralna strona skorupki jest zupełnie płaska, na stronie pępkowej komory są obwisłe, silnie wypukłe i kuliste. Listewka pojedyncza często słabo widoczna umieszczona jest na styku płaskiej strony spiralnej z kulistą stroną pępkową.

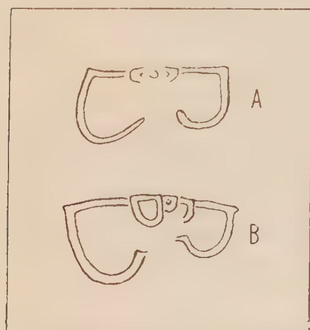


Fig. 5
Globotruncana helvetica Bolli
A z Tyńca (osady pierwszej transgresji turońskiej); *B* z Mydlnik (j. w.) × ca. 85

Oznaczone okazy dobrze odpowiadają opisom i rysunkom podanym przez Bolliego, Cita'ę i Sigala. W okolicach Krakowa gatunek ten występuje rzadko w osadach pierwszej transgresji turońskiej (najwyższa część cenomanu — dolny turon, poziom *Inoceramus labiatus*). Oznaczone przekroje pochodzą z Tyńca, Mydlnik i z Januszowic.

Globotruncana marginata (Reuss)
(fig. 6)

1925. *Globigerina marginata* Reuss; Franke *(12)*, s. 93; tabl. VIII, fig. 16.
1928. *Globigerina marginata* Reuss; Franke *(13)*, s. 192; tabl. XVIII, fig. 9.
1946. *Globotruncana marginata* (Reuss); Cushman *(9)*, s. 150; pl. 62, fig. 1. 2.
1953. *Rotundina marginata* (Reuss); Subbotina *(28)*.
1955. *Globotruncana marginata* (Reuss); Książkiewicz *(19)*.

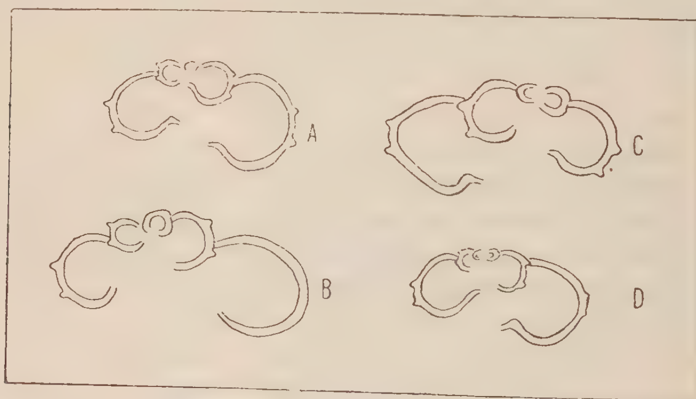


Fig. 6
Globotruncana marginata (Reuss)
A z Trojanowic (osady drugiej transgresji turońskiej); *B* z Białego Kościoła (j. w.); *C* z Białego Kościoła (j. w.); *D* z Chmielnic (osady pierwszej transgresji turońskiej) × ca. 85

Komory na przekroju obustronnie zaokrąglone i wypukłe, ogólny kształt skorupki jest dość zmienny. Można obserwować szereg form przejściowych od krótkich o komorach kulistych i pękatych, do bardziej wydłużonych (na przekrojach), o komorach nieco przypłaszczonych. Dwie listewki boczne są zwykle wyraźnie widoczne. Na ostatniej komorze często zanikają one zupełnie lub są jedynie słabo widoczne. Pas listewkowy różnej szerokości.

W turonie krakowskim występują wszystkie odmiany gatunku *Globotruncana marginata* (Reuss), wyróżnione ostatnio przez M. Książkiewicza *(19)*; między poszczególnymi odmianami istnieją stopniowe przejścia.

W okolicach Krakowa *Globotruncana marginata* (Reuss) jest najpospolitszą i najczęściej spotykaną globotrunkaną. Występuje ona licznie, a miejscami nawet masowo we wszystkich odkrywkach, zarówno w osadach pierwszej jak i drugiej transgresji turońskiej.

Globotruncana ventricosa White (non Brotzen) (fig. 7)

1946. *Globotruncana ventricosa* White; Cushman *(9)*, s. 150; pl. 62, fig. 3.
1948. *Globotruncana ventricosa* White; Cita *(8)*, s. 162; tabl. IV, fig. 9.
1949. *Globotruncana ventricosa* White; Mornod *(21)*, s. 590, fig. 12.
1952. *Globotruncana ventricosa* White; Carbonnier *(7)*, s. 116; pl. VI, fig. 1.

Spiralna strona skorupki jest płaska lub prawie płaska, od strony pępkowej komory silnie wypukłe i obwisłe. Pas listewkowy prosty o różnej szerokości. Dwie listewki boczne są wyraźnie zaznaczone, czasem istnieje tendencja do zanikania listewek na ostatnich komorach.

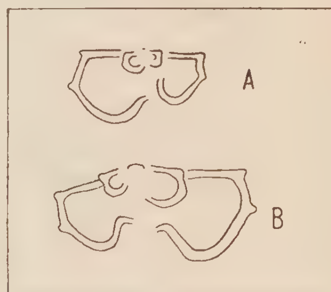


Fig. 7
Globotruncana ventricosa White
A z Tyńca (osady pierwszej transgresji turońskiej); *B* z Chmielnic (j. w.) × ca 85

Oznaczone przekroje odpowiadają dobrze opisom i rysunkom podanym przez Cushmana, Cita'ę, Mornoda i Carbonniera, różnią się natomiast od form opisanych jako *Globotruncana ventricosa* Brotz. przez Brotzena, a później przez Subbotinę *(28)*.

W okolicach Krakowa *Globotruncana ventricosa* White występuje niezbyt często zarówno w osadach pierwszej jak i drugiej transgresji turońskiej. Znaleziono ją na Bonarce, w Woli Duchackiej, Chmielnikach i w Tyńcu w osadach pierwszej transgresji turońskiej oraz w Tyńcu, Zabierzowie i Białym Kościele w osadach drugiej transgresji turońskiej.

Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli
(fig. 8, 9)

1944. *Globotruncana lapparenti lapparenti* nom. nov.; Bolli *(2)*, s. 230, fig. 1 (15—16); tabl. IX, fig. 11.
1948. *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli; Cita *(8)*, s. 155; tabl. IV, fig. 2.
1949. *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli; Książkiewicz *(18)*, s. 322; pl. III, fig. 1.
1951. *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli; Noth *(22)*, s. 76.

Ogólny zarys skorupki na przekroju jest prostokątny. Obie strony skorupki (spiralna i pępkowa) są płaskie i równoległe lub prawie równoległe do siebie. Pas listewkowy prosty, zwykle tak szeroki jak cała skorupka; na kilku przekrojach zwęża się on znacznie na ostatniej komorze (fig. 9). Dwie listewki boczne widoczne są zwykle na wszystkich komorach, czasem na ostatniej komorze są one słabiej zaznaczone.

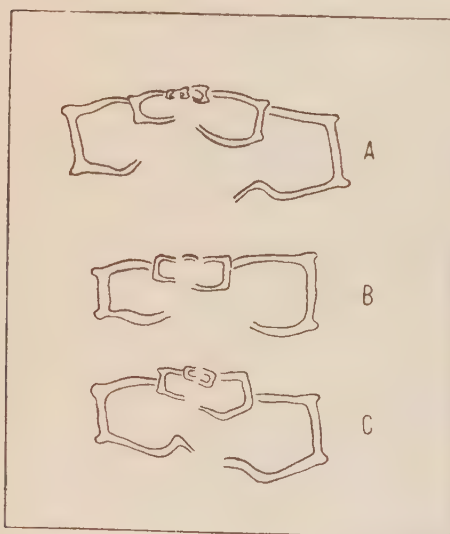


Fig. 8
Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli
A ze Żbika (osady drugiej transgresji turońskiej); *B* z Tyńca (j. w.); *C* ze Ściejowic (j. w.) × ca. 85



Fig. 9
Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli
Z osadów drugiej transgresji turońskiej z Tyńca × ca. 85

Oznaczone przekroje odpowiadają dobrze opisom i rysunkom podanym przez Bolliego i innych autorów. *Globotruncana lapparenti lapparenti* występuje w okolicach Krakowa pospolicie w osadach drugiej transgresji turońskiej: znaleziona została we wszystkich odkrywkach.

Globotruncana lapparenti bulloides Vogler
(fig. 10)

1944. *Globotruncana lapparenti bulloides* Vogler; Bolli *(2)*, s. 231, fig. 1 (18).
1951. *Globotruncana lapparenti bulloides* Vogler; Bolli *(3)*, s. 194.
1955. *Globotruncana lapparenti bulloides* Vogler; Książkiewicz *(19)*.

Obie strony skorupki, a zwłaszcza spiralna, silnie wypukłe i okrągłe (na przekrojach); dwie boczne listewki są wyraźnie widoczne. Pas listewkowy dość szeroki i prosty, na stronie pępkowej zaznacza się trzecia listewka. Jest ona szczególnie dobrze widoczna na ostatnich komorach.

Na niektórych przekrojach trzecia listewka jest słabo zaznaczona: formy takie zbliżają się do gatunku *Globotruncana marginata* (Reuss).

W okolicach Krakowa *Globotruncana lapparenti bulloides* Vogler występuje dość często jedynie w osadach drugiej transgresji turońskiej. Znaleziono ją na Bonarce, Skałach Twardowskiego, w Tyńcu, Białym Kościele, Trojanowicach i Januszowicach.

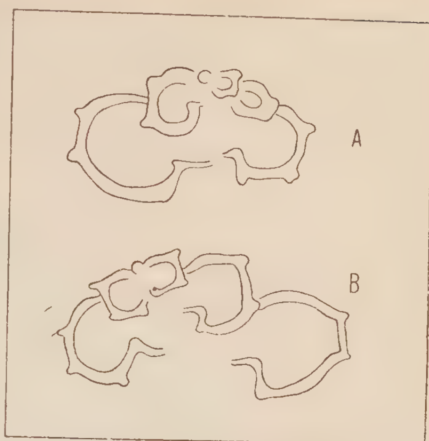


Fig. 10

Globotruncana lapparenti bulloides Vogler

A z Bonarki (osady drugiej transgresji turońskiej); *B* z Trojanowic (j. w.) × ca. 85

Globotruncana lapparenti cf. *tricarinata* (Quereau) (fig. 11, 12)

1944. *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau); Bolli *(2)*, s. 232, fig. 1 (19-20); tabl. IX, fig. 13.
1948. *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau); Cita *(8)*, s. 157; tabl. IV, fig. 4.
1949. *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau); Książkiewicz *(18)*, s. 322; pl. III, fig. 2.
1951. *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau); Noth *(22)*, s. 77; tabl. VIII, fig. 16.

Skorupka na przekroju ma zarys zbliżony do prostokątnego; często obie jej strony są słabo, stożkowato wypukłe, wskutek czego komory przybierają kształt trapezów. Pas listewkowy jest prosty i szeroki, dwie listewki boczne są wyraźnie zaznaczone. Na brzegu pępkowym występuje trzecia listewka.

Na niektórych okazach trzecia listewka widoczna jest dopiero na ostatniej komorze; starsze komory mają tylko dwie boczne listewki. Formy takie zbliżają się do *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli (fig. 12).

Oznaczone przekroje na ogół dobrze odpowiadają opisom i rysunkom podanym przez Bolliego i innych autorów, jednak liczba należycie zachowanych form jest niewielka. Dzięki temu trudno jest z całą pewnością

oznaczyć ten gatunek z krakowskiego turonu [8]. Przekroje oznaczone jako *Globotruncana lapparenti* cf. *tricarinata* (Quereau) występują niezbyt często w osadach drugiej transgresji turońskiej. Znaleziono je na Bonarce, Skałach Twardowskiego, w Pychowicach, Kostrzu, Tyńcu, Ściejowicach, Zabierzowie i w Białym Kościele.

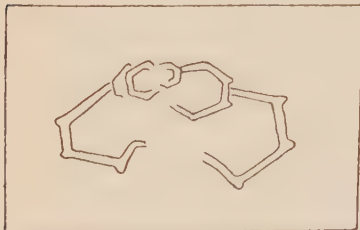


Fig. 11
Globotruncana lapparenti cf. *tricarinata* (Quereau)
Z osadów drugiej transgresji turońskiej w Białym Kościele
× ca. 85

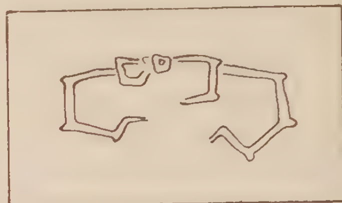


Fig. 12
Globotruncana lapparenti cf. *tricarinata* (Quereau)
Z osadów drugiej transgresji turońskiej w Tyńcu × ca. 85

Z opisanych powyżej gatunków na większą uwagę zasługuje *Globotruncana marginata* (Reuss), tym bardziej, że ilościowo stanowi ona około 2/3 fauny globotrunkan krakowskiego turonu.

Na wielu okazach należących do tego gatunku zaznacza się tendencja do zanikania listewek bocznych na ostatnich (najmłodszych) komorach. Podobne formy opisał H. Bolli *(2)* na podstawie przekrojów jako *Globotruncana lapparenti inflata* n. sp. Pięć lat później L. Mornod *(21)* wyróżnił i opisał szczegółowo gatunek *Globotruncana imbricata* uważając, że przynajmniej częściowo odpowiada on gatunkowi *Globotruncana lapparenti inflata* Bolli. Jedną z cech tego gatunku jest zanikanie (brak) listewek na dwóch ostatnich komorach. Według Subbotiny *(28)* cecha ta charakteryzuje m. in. również gatunek *Gl. (Rotundina) marginata* (Reuss).

W turonie okolic Krakowa formy zaliczone do gatunku *Globotruncana marginata* (Reuss), na których obserwować można zanikanie listewek na ostatnich komorach, występują zarówno w osadach pierwszej jak i drugiej transgresji turońskiej, a więc cecha ta nie posiada znaczenia stratygraficznego. Na podstawie opisu podanego przez Mornoda *(21)* można sądzić, że odróżnienie *Globotruncana imbricata* Morn. od *Globotruncana marginata* (Reuss) w szlifie mikroskopowym (z przekroju) jest niemożliwe.

---

[8] Można dodać, że *Globotruncana lapparenti tricarinata* występuje dość licznie w marglach senońskich okolic Krakowa.

Zanikanie listewek na ostatnich (najmłodszych) komorach można również obserwować u innych gatunków globotrunkan (np. u *Globotruncana ventricosa* White).

WARTOŚĆ STRATYGRAFICZNA GLOBOTRUNKAN

Znaczenie globotrunkan dla stratygrafii osadów górnej kredy było przedmiotem wielu opracowań i dyskusji.

Jak wynika z prac Thalmanna *(29)*, Bolliego *(2, 3)*, Sigala *(27)* i innych, poszczególne gatunki globotrunkan mają dość znaczny zasięg pionowy, jednak zespoły ich na ogół dobrze charakteryzują wiek.

Na uwagę zasługuje również bardzo szerokie rozprzestrzenienie geograficzne tych form. Z zestawień podanych przez Thalmanna *(29)* i Wichera *(30)* wynika, że w górnej kredzie globotrunkany występują w całym oceanie Tetydy żyjąc od albu do końca kredy. Jako formy ciepłolubne osiągnęły tu one maksimum swojego rozwoju. W morzach północnych (Szwecja, Niemcy) globotrunkany pojawiły się później a wcześniej wyginęły. Jest możliwe, że zasięg pionowy poszczególnych gatunków jest różny w różnych rejonach, przyczem różnice te mogą zaznaczyć się najwyraźniej między osadami oceanu Tetydy a osadami mórz północnych.

Stosunkowo najlepiej określona jest pozycja stratygraficzna globotrunkan jednolistewkowych takich jak: *Globotruncana (Rotalipora) apenninica* Renz, *Globotruncana (Rotalipora) turonica* Brotzen i *Globotruncana helvetica* Bolli. Formy te występują w cenomanie i w dolnym turonie i z tego okresu były cytowane przez wielu autorów z różnych obszarów.

Globotruncana (Rot.) apenninica została znaleziona w cenomanie i w dolnym turonie w Alpach, Apeninach, Pirenejach, na Kaukazie, w Maroko i w Algerze, oraz w Karpatach zachodnich.

Globotruncana (Rot.) turonica występuje w górnym cenomanie i w dolnym turonie Alp, Algeru i Maroka oraz na Pomorzu.

Globotruncana helvetica Bolli została opisana z najwyższego cenomanu i z dolnego turonu Alp, Apeninów i Afryki północnej.

Jak widać, wymienione trzy gatunki jednolistewkowych globotrunkan znane są dotychczas głównie z osadów oceanu Tetydy.

O wiele większy zasięg poziomy i pionowy posiada *Globotruncana marginata* (Reuss) występująca pospolicie w turonie (a także w senonie) okolic Krakowa. Forma ta jest znana z osadów turonu, emszeru, santonu a także kampanu; była ona cytowana z Kaukazu, południowej Rosji, z Pomorza, z Karpat Zachodnich a także z Ameryki.

Globotruncana ventricosa White (non Brotzen) zdaniem niektórych autorów (Cita, *8*, Bolli, *3)* pojawiła się w santonie. Z tego okresu jest ona

znana w Alpach, w Apeninach oraz w Ameryce. A. Carbonnier *(7)* opisał tę formę z osadów górnego cenomanu Maroka.

Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli i *Globotruncana lapparenti bulloides* Vogler występują zdaniem H. Bolliego *(3)* od dolnego turonu, nie schodzą jednak do granicy cenoman-turon. *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau) pojawiła się, zdaniem tego autora, w wyższej części dolnego turonu. Wszystkie te trzy podgatunki mają bardzo szerokie rozprzestrzenienie geograficzne.

Należy również dodać, że F. Delenay *(10)* stwierdziła w Alpach jednoczesne występowanie *Globotruncana apenninica* Renz i *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli.

Zestawienie poglądów poszczególnych autorów na rozprzestrzenienie pionowe poszczególnych gatunków globotrunkan znalezionych w turonie okolic Krakowa przedstawione zostało na tablicy II.

UWAGI PORÓWNAWCZE

Schemat stratygrafii i wykształcenia facjalnego osadów turonu okolic Krakowa podałem w roku 1954 *(1)*. Na podstawie obserwacji terenowych i oznaczenia fauny można było ustalić, że w obrębie osadów turońskich zaznaczyła się tu przerwa sedymentacyjna wywołana przypuszczalnie spłyceniem się morza i abrazją w podstawie falowania. Przerwa ta nastąpiła w niższej części poziomu *Inoceramus lamarcki*. Dzieli ona turon najbliższych okolic Krakowa na osady tzw. „pierwszej transgresji turońskiej" i osady tzw. „drugiej transgresji turońskiej".

Osady pierwszej transgresji turońskiej są silnie zróżnicowane facjalnie. Są to zlepieńce, wapienie piaszczyste z otoczakami kwarcu i wapienie inoceramowe. Osady te zawierają dość bogatą faunę.

Inoceramus labiatus Schloth.
Conulus ellipticus (Zar.)
Conulus castaneus (Ag.)
Conulus globulus (Des.)
Conulus subrotundus (Ag.)
Discoidea minima Ag.
Rhynchonella cuvieri d'Orb.
Rhynchonella plicatilis Sow.

Wymieniona fauna wskazuje na dolny turon, poziom *Inoceramus labiatus*. Obecność form górno-cenomańskich *(Conulus castaneus* Ag.) może świadczyć o tym, że pierwsza transgresja turońska zalała okolice Krakowa pod koniec cenomanu.

Fauna globotrunkan bardzo dobrze odpowiada wiekowo oznaczonej poprzednio makrofaunie:

Globotruncana helvetica Bolli
Globotruncana cf. *apenninica* Renz
Globotruncana cf. *turonica* Brotzen
Globotruncana marginata (Reuss)
Globotruncana ventricosa White

Tablica II

Zasięg pionowy oznaczonych gatunków globotrunkan w różnych rejonach (na podstawie prac różnych autorów)

Cenoman	Turon dolny	Turon górny	Emszer	Santon	Autor	Gatunek
—	—				Renz (25)	*Gl. apenninica*
~	~				Glaessner (15)	
—	—				Bolli (2)	
—	—				Glaessner (16)	
~					Cita (8)	
—					Mornod (21)	
—					Dubourdieu-Sigal (11)	
~					Noth (22)	
~					Carbonnier (7)	
~	~				Subbotina (28)	
~	~				Książkiewicz (19)	
~	~				Alexandrowicz (okolice Krakowa)	
	—				Bolli (2)	*Gl. helvetica*
~	~				Cita (8)	
	—				Sigal (27)	
~					Książkiewicz (19)	
	~				Alexandrowicz (okolice Krakowa)	
~	~				Brotzen (4)	*Gl. turonica*
—					Bolli (2) ***	
—					Dubourdieu-Sigal (11)	
~					Carbonnier (7)	
~	~				Książkiewicz (19)	
	~				Alexandrowicz (okolice Krakowa)	
	~	~	~	~	Franke (12)	*Gl. marginata*
	~	~	~	~	Keller (17)	
	—	—	—	—	Glaessner (16)	
	~	~	~	~	Cushman (9)	
	~	~	~	~	Subbotina (28)	
	~	~	~	~	Książkiewicz (19)	
~	~	~			Alexandrowicz (okolice Krakowa)	
	~	~	~	~	Brotzen (5)	*Gl. ventricosa*
			~	~	Cushman (9)	
				~	Cita (8)	
				—	Mornod (21)	
~					Carbonnier (7)	
				~	Subbotina (28)	
	~	~	~	~	Książkiewicz (19)	
~	~	~			Alexandrowicz (okolice Krakowa)	
			~	~	Beller (17) *	*Gl. lapparenti* **
	—	—	—	—	Renz (25) *	
	~	~	~	~	Glaessner (15) *	
	—	—	—	—	Kolli (2)	
	~	~	~	~	Brotzen (5)	
	—	—	—	—	Glaessner (16) *	
	~	~	~	~	Cita (8)	
	~	~			Noth (22)	
	—	—	—	—	Sigal (27)	
	~	~	~	~	Subbotina (28) *	
	~	~	~	~	Książkiewicz (19)	
	~	~			Alexandrowicz (okolice Krakowa)	

* Formy oznaczone przez niektórych autorów jako *Globotruncana linnei* d'Orb

** W zestawieniu podano łącznie zasięg pionowy: *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli, *Gl. lapparenti bulloides* Vogler, *Gl. lapparenti tricarinata* (Quer.), *Gl. lapparenti* Brotzen, *Gl. linnei* d'Orb.

*** Formy oznaczone przez H. Bolliego (2) jako *Globotruncana alpina* n. sp.

Linie ciągłe w tabelce wykreślono na podstawie tabelek cytowanych przez niektóryc autorów. Linie faliste w tabelce wykreślono na podstawie tekstowego zasięgu pionowego danego gatunku, podanego przez niektórych autorów.

Występujące tu trzy gatunki jednolistewkowych globotrunkan znane są powszechnie z osadów cenomanu i dolnego turonu, natomiast dwa pozostałe gatunki są formami długowiecznymi. Na uwagę zasługuje pojawienie się stosunkowo wcześniej gatunku *Globotruncana ventricosa* White. Jest to drugie miejsce, w którym forma ta została znaleziona w osadach najwyższego cenomanu i dolnego turonu (A. Carbonnier, *7*).

W osadach drugiej transgresji turońskiej zaznacza się w okolicach Krakowa znaczne ujednolicenie się facji; morze się pogłębiło a jego zasięg znacznie się powiększył. Makrofauna wskazuje na wyższą część poziomu *Inoceramus lamarcki* i początek górnego turonu:

Inoceramus lamarcki Park.
Inoceramus cuvieri Sow.
Conulus subrotundus (Ag.)
Conulus ellipticus (Zar.)
Conulus globulus (Des.)
Conulus vulgaris (Lam.)
Rhynchonella cuvieri d'Orb.
Terebratula becksi Roem.
Discoidea minima Ag.
Echinocorys sp.

E. Panow *(23)* znalazł również w tych warstwach:

Pachydiscus peramplus Mant.
Heteroceras reussi d'Orb.
Baculites bohemicus Fritsch & Schloenbach
Scaphites geinitzi d'Orb.

Zespół globotrunkan drugiej transgresji turońskiej różni się bardzo wyraźnie od zespołu występującego w osadach pierwszej transgresji. Występują tu:

Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli
Globotruncana lapparenti bulloides Vogler
Globotruncana lapparenti cf. *tricarinata* (Quereau)
Globotruncana marginata (Reuss)
Globotruncana ventricosa White

Na uwagę zasługuje tu dość liczne pojawianie się przedstawicieli gatunku *Globotruncana lapparenti*. Zdaniem wielu autorów, otwornice te pojawiły się w innych rejonach również w wyższej części dolnego turonu. W osadach turonu okolic Krakowa mamy więc wyraźną zgodność w stratygrafii opartej na makrofaunie i w stratygrafii opartej na globotrunkanach.

Jedną z charakterystycznych cech opracowanej fauny globotrunkan krakowskiego turonu jest masowe występowanie gatunku *Globotruncana marginata* (Reuss). Jak podkreślał M. Książkiewicz *(19)*, forma ta znana jest głównie z osadów morza epikontynentalnego, a stosunkowo dość liczne

występowanie jej w Bachowicach może być wyrazem wpływu fauny morza przedmurza Karpat na faunę morza geosynkliny karpackiej.

Pomijając masowe występowanie *Globotruncana marginata* (Reuss) w osadach krakowskiego turonu należy podkreślić stosunkowo dość znaczne podobieństwo między fauną globotrunkan turonu okolic Krakowa a fauną globotrunkan turonu Bachowic, opisaną przez M. Książkiewicza *(19)*. Podobieństwo to zaznacza się najsilniej pod koniec dolnego i z początkiem górnego turonu (osady drugiej transgresji turońskiej). Należy podkreślić, że w tym okresie osadzały się w okolicach Krakowa zbite wapienie otwornicowe z minimalną domieszką materiału detrytycznego. Dominującą rolę skałotwórczą odgrywały tu organizmy planktoniczne jak globigeriny, globotrunkany, gümbeliny, oligosteginy. W tym okresie pojawiły się również płaskie dwulistewkowe globotrunkany należące do gatunku *Globotruncana lapparenti* Brotzen *(Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli, *Globotruncana lapparenti bulloides* Vogler, *Globotruncana lapparenti* cf. *tricarinata* (Quereau)

Nie jest wyłączone, że ta planktoniczna fauna otwornicowa pojawiła się w krakowskim turonie dzięki stosunkowo bliskiemu połączeniu się morza środkowo-europejskiego z południowym morzem karpackim, które mogło nastąpić w okresie maksymalnego nasilenia w drugiej transgresji turońskiej.

Zakład Geologii Fizycznej AGH
Kraków, w lipcu 1955 r.

LITERATURA CYTOWANA

1. ALEXANDROWICZ S. Turon południowej części Wyżyny Krakowskiej (Turonian of southern part of the Cracow Upland). — Acta Geol. Pol. vol. IV, z. 3. 1954.
2. BOLLI H. Zur Stratigraphie der oberen Kreide in der höheren helvetischen Decken. — Ecl. Geol. Helv. vol. 37. 1944.
3. BOLLI H. The genus Globotruncana in Trinidad. — J. Paleont. vol. 25, no. 2 1951
4. BROTZEN F. Die Foraminiferengattung Gavelinella n. gen. und die Systematik der Rotaliformes. — Sver. Geol. Unders. Årsbok, 36, no. 8. 1942.
5. BROTZEN F. Die geologiska resultaten fran borrningarna vid Höllviken. — Ibidem, 38, no. 7. 1945.
6. BUKOWY ST. Budowa geologiczna obszaru między Krakowem a Korzkwią. — Biul. I. G. (w druku).
7. CARBONNIER A. Sur un gisement des Foraminifères d'âge cénomanien supérieur provenant de la région de Taza (Maroc). — Bull. Soc. Géol. France, série 6, t. XX. 1922.
8. CITA M. B. Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche sul Cretacico e sull Eocene di Tignale (Lago di Garda). — Riv. Ital. Paleont. vol. LIV. 1948.
9. CUSHMAN J. A. Upper Cretaceous Foraminifera of the Gulf coastal region of the U. S. and the adjacent areas. — U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 206. 1946.
10. DELENAY P. Observations sur les couches rouges et le Flysch dans plusieurs régions des Préalpes médianes. — Ecl. Geol. Helv. vol. 41, no. 1. 1948.

11. DUBORDIEU G. & SIGAL J. Notes stratigraphiques et paléontologiques sur la région du Dj. Quenas, Algérie (Aptien, Albien, Cénomanien). — Bull. Soc. Géol. France, série 5, t. XIX, f. 1/2/3. 1949.
12. FRANKE A. Die Foraminiferen der pommerischen Kreide. — Abh. Geol.-Pal. Inst. Univ. Greifswald, Bd. VI. 1925.
13. FRANKE A. Die Foraminiferen der oberen Kreide Nord- und Mitteldeutschlands. — Abh. Preuss. Geol. L.-A., N. F. No. 111. 1928.
14. GANDOLFI R. Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla Scaglia e sui Flysch cretacici. — Riv. Ital. Paleont. vol. XX. 1932.
15. GLAESSNER M. Materiały k mikropaleontologii i stratigrafii rejonov Kavkazskich griazevych vulkanov. Akad. Nauk SSSR. Moskva 1939.
16. GLAESSNER M. Principles of micropaleontology. Melb. Univ. Press. 1945.
17. KELLER B. Mikrofauna verchnego meła Dneprovsko-Doneckoj Vpadiny i nekotorych drugich sopredelnych obłastej. Bjul. Mosk. Obšč. Ispyt. Prir., otd. geoł. t. XIII, v. 4. 1935.
18. KSIĄŻKIEWICZ M. O wieku pstrych margli we fliszu Karpat Zachodnich (On the age of variegated marls in the Flysch of the Western Carpathians). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XIX. 1949.
19. KSIĄŻKIEWICZ M. Jura i kreda Bachowic — Ibidem (w druku).
20. LAPPARENT J. Etude lithologique des terrains crétacés de la région d'Hendaye. — Mém. Serv. Carte géol. dét. de la France. 1948.
21. MORNOD L. Les Globorotalides du Crétacé supérieur du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises). — Ecl. Geol. Helv. vol. 42. 1949.
22. NOTH R. Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des Österreichischen Anteils aus Flysch, Helveticum und Vorlandsvorkommen. — Jb. Geol. B.-A., Sonderbd. 3. 1951.
23. PANOW E. Stratygrafia kredy krakowskiej (Sur la stratigraphie du Crétacé des environs de Cracovie). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.) t. X. 1934.
24. REICHEL M. Observations sur les Globotruncana du gisement de la Breggia (Tessin). — Ecl. Geol. Helv., vol. 42. 1949.
25. RENZ O. Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchung der Scaglia (Obere Kreide-Tertiär) im zentralen Apennin. — Ecl. Geol. Helv. vol. 29. 1936.
26. RENZ O. Über Globotruncanen im Cenomanien des Schweizerjura. — Ibidem vol. 29. 1936.
27. SIGAL J. Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé. — XIX Congr. Géol. Int., Algérie, no. 26, p. 1. 1952.
28. SUBBOTINA N. W. Globogerinidy, hantkeninidy i globorotalidy. — Iskop. Foraminif. SSSR. Moskva-Leningrad 1953.
29. THALMANN H. E. Die regional-stratigraphische Verbreitung der obercretazischen Foraminiferen-Gattung Globotruncana Cushman. — Ecl. Geol. Helv. vol. 27. 1934.
30. WICHER C. A. Mikropaläontologische Beobachtungen in der höheren borealen Oberkreide, besonders im Maastricht. — Geol. Jb. Bd. 68. 1954.

ZBIGNIEW JANUSZ KOTAŃSKI

Kampil wierchowy w Tatrach

(komunikat tymczasowy)

WSTĘP

M. Limanowski (*5* *, 1901) odkrył w triasie reglowym w Dolinie Jaworzynki formę *Myophoria costata* Zenk., dzięki czemu wiek wzmiankowanych warstw mógł być ustalony jako ret. Natomiast wiek wierchowych piaskowców kwarcytycznych [1], łupków oraz tzw. wapieni i dolomitów komórkowych nie został jeszcze udokumentowany paleontologicznie, a ustalony był jedynie przez analogię do stosunków alpejskich oraz na podstawie faktu, że znajdują się one w spągu kompleksu wapieni i dolomitów z fauną środkowo-triasową *(Gervilia mytiloides, Modiola triquetra* i *Pecten discites* odkryte przez F. Rabowskiego (1931, *11)* oraz *Dadocrinus gracilis* znaleziony przez E. Passendorfera (1934, *8)*. W konsekwencji jednak granica pomiędzy dolnym a środkowym triasem nie była ustalona.

W tym stanie rzeczy znalezienie warstw z *Myophoria costata* w serii wierchowej jest rzeczą interesującą. Okazało się przy tym, że forma ta występuje w warstwach uważanych dotychczas za środkowy trias, co spowodowało konieczność przesunięcia granicy triasu dolnego i środkowego znacznie wyżej. Przy bliższym zajęciu się kwestią retu stwierdzono, że w skład tzw. wapieni i dolomitów komórkowych wchodzi cały szereg nieznanych dotychczas warstw, co rozszerza znacznie nasze poglądy na sedymentację i paleogeografię tego piętra. Ret (którego synonimem w triasie alpejskim jest piętro kampil) jest doskonale zindywidualizowany we wszystkich trzech seriach wierchowych Tatr, a wyróżnienie go pozwoliło

---

* Cyfry *kursywą* w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

[1] Termin „piaskowiec kwarcytyczny" stosuję według zasad zaproponowanych w artykule „O terminologii zlepieńców", p Przegląd Geologiczny, 1955, z. 12.

na wyjaśnienie szeregu zawiłych węzłów tektonicznych, w których budowie bierze on udział.

Chciałbym wyrazić na tym miejscu podziękowanie Profesorowi dr. E. Passendorferowi za obejście wraz ze mną całego szeregu profilów kampilu oraz za zwrócenie uwagi, że znalezione małże mogą być formą *Myophoria costata*. Do wniosków tyczących się genezy tzw. wapieni i dolomitów komórkowych doszliśmy wspólnie z mgr. A. Nowakowskim. Kolegom J. Kutkowi, L. Kiełczewskiemu, N. Butrymowiczowi i D. Osijukowi, którzy uczestniczyli w pracach terenowych nad kampilem, wyrażam serdeczne podziękowanie.

KAMPIL W SERII KOMINÓW TYLKOWYCH

Na południowym zboczu turni zwanych „Panienki" (Smytniańskie Turnie), przy drodze na Przełęcz Iwaniacką ustalony został następujący profil, przedstawiony schematycznie na fig. 1. Stwierdzamy tam warstwy następujące:

I. *Łupki czerwone z przewarstwieniami piaskowców*

Są to najwyższe ogniwa werfeńskich piaskowców kwarcytycznych i łupków. Wyłaniają się one spod pokrywy morenowej po przeciwnej stronie znanych odkrywek z tzw. wapieniami i dolomitami komórkowymi na południowym zboczu Panienek. Ich związek z warstwami stropowymi nie jest widoczny z powodu przysypania przez piarg i kamienie strumyka.

II. *Warstwy z serii tzw. wapieni i dolomitów komórkowych*

Dotychczas było wiadomo, że ponad serią piaskowców kwarcytycznych, w których górnej części znajdują się coraz liczniejsze warstwy łupkowo-piaszczyste (łupki czerwone i zielone), spoczywają wapienie i dolomity komórkowe. Nazwę swą zawdzięczają one temu, że występują w nich liczne jamki po wypłukanych otoczakach i okruchach wapiennych. (E. Passendorfer, *9*). Według Cz. Kuźniara *(4)* prócz okruchów wapiennych znaleźć można w tej skale również okruchy dolomitów, kwarcu i łupków ilastych. Komórkowość tłumaczy on wtórnym przekrystalizowaniem związanym z dolomityzacją kalcytu pochodzącego z rozkruszenia raf koralowych i zachodzącym przy tym wypłukiwaniem kalcytu, co spowodować miało powstawanie próżni. M. Turnau-Morawska *(14)* skałę tę uważa za brekcję pochodzenia osadowego ze względu na to, że zawiera ona liczne drobne okruchy piaskowców i łupków werfeńskich. Na podstawie tych opisów i własnych, pobieżnych zresztą, obserwacji skały te uznałem za brekcję śródwarstwową i zaliczyłem, zgodnie z ostatnim poglądem F. Rabowskiego *(12)*, do środkowego triasu *(2)*.

Jak się okazało w wyniku szczegółowych badań, które podjęliśmy nad tą serią wraz z mgrem A. Nowakowskim, genezę tzw. wapieni i dolomitów komórkowych należy wyjaśniać inaczej, niż to było dotąd przyjęte. Warstw takich (brekcji morskiego pochodzenia) jako odrębnego poziomu stratygraficznego w ogóle nie ma. W poziomie wapieni i dolomitów komórkowych są natomiast inne warstwy, nieznane dotychczas zupełnie lub znane bardzo niedokładnie. Są to:

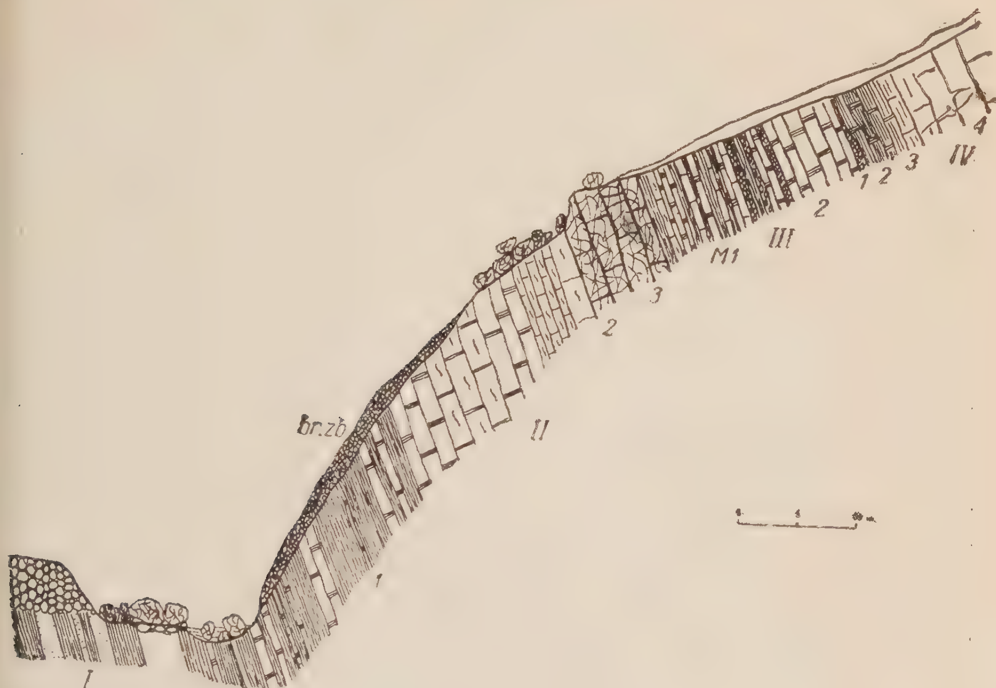


Fig. 1

Schematyczny profil kampilu na południowym zboczu Panienek

I — piaskowce kwarcytyczne i łupki czerwone dolnego werfenu; II — seria wapieni i dolomitów komórkowych (kampil dolny): *1* naprzemianległe warstwy łupków zielonych i szarych zbitych dolomitów, *2* przewarstwienia szarych zbitych dolomitów i margli żółtych i popielatych *(3)*. W górnej części popielaty margiel pocięty gęstą siecią żył żółtego kalcytu (brekcja tektoniczna); III — warstwy górnego kampilu: *1* warstwy myophoriowe: naprzemianległe warstwy żółto wietrzejących dolomitów, wapieni czarnych oraz czarnych łupków bitumicznych; w górnej części tych warstw widoczne są brekcje śródwarstwowe; *2* dolomity płytowe żółto wietrzejące; w górnej części dolomity groszkowe; IV — warstwy środkowo-triasowe (anizyjskie): *1* brekcja podstawowa, *2* szare cukrowate dolomity, *3* szare cukrowate wapienie dolomityczne o warstewkowaniu ziarenkowym, *4* wapienie ciemnoszare i robaczkowe

M dolomit z *Myophoria costata; br zb.* brekcja zboczy (piargowa)

1. Naprzemianległe warstwy łupków zielonych i ciemnoszarych zbitych dolomitów. Dolomity są miejscami silnie spękane i przeniknięte siecią żyłek żółtego grubokrystalicznego kalcytu. Są one bardzo podobne do niektórych wapieni środkowego triasu. W jednym z poziomów w tych dolomitach praktykant L. Kiełczewski znalazł drobny maczek różowego dolomitu, będący, być może, przekrystalizowanymi szczątkami glonów.

Naprzemianległe warstwy dolomitów i łupków zielonych nie są dokładnie widoczne na powierzchni. Powierzchnia zbocza pokryta jest około półmetrową skorupą brekcji złożonej z okruchów tychże dolomitów i łupków, sklejonych spoiwem ilasto-kalcytowym lub kalcytowym. Jest to najwidoczniej brekcja zboczowa (piargowa), złożona z okruchów miejscowych skał. Brekcję tę, znajdowaną w potoku lub na zboczu, przyjmowano dotychczas za skałę pierwotną (triasową). Dopiero długi przekop wykonany za pomocą kilofa odkrył warstwy łupków zielonych i dolomitów, pokryte przez brekcję zboczową.

Tak więc jeden z typów „wapieni i dolomitów komórkowych" okazał się współczesną lub czwartorzędową (przykrycie przez morenę!) brekcją zboczową (piargową). Badania przeprowadzone w innych miejscach Tatr wykazały, że skład okruchów zależny jest od tego, z jakich skał zbudowane są zbocza, z których sypie się piarg. Tak więc, jeśli zbocze składa się z werfeńskich piaskowców kwarcytycznych, w brekcji znajdą się oczywiście okruchy tych piaskowców (Przełęcz Iwaniacka). Jeżeli zbocze zbudowane jest z wapieni środkowo-triasowych (Żar), w brekcji tej znajdą się okruchy i bloki wapieni środkowego triasu. Jeśli zbocze tworzą łupki albu wierchowego, w brekcji będziemy mieli okruchy tych właśnie łupków (Myślenickie Turnie). Niektóre odmiany tej brekcji są bardzo podobne do znanych brekcji o charakterze martwicowym, złożonych z okruchów różnych skał wierchowych w Dolinie Miętusiej i Dolinie Małej Łąki.

2. Nad kompleksem łupków zielonych i dolomitów pojawiają się w dolomitach przewarstwienia szarych i żółtych margli. W stropie tej serii leży warstwa popielatych margli o miąższości 5-6 m. W stanie świeżym są one dość twarde, po zwietrzeniu miękkie, maziste. Są one zazwyczaj przecięte bardzo gęstą siecią żyłek grubokrystalicznego żółtego kalcytu, zupełnie podobnego do kalcytu z żył w dolomitach z serii dolomitów i łupków zielonych, tak że można je nazwać brekcją tektoniczną. Skała taka w wyniku wietrzenia staje się wybitnie porowatą, żółtą, złożoną z krystalicznego kalcytu. Z tej właśnie brekcji tektonicznej po zwietrzeniu powstaje najbardziej znany typ „dolomitów komórkowych", spotykany powszechnie w drodze na Przełęcz Iwaniacką. W „komórkach" tych brekcji mgr A. Nowakowski znajdował uprzednio szarą, miękką ilastą substancję

i podejrzewał, że jest to rezyduum jakiejś nieznanej skały. Źródłem tych okruchów jest oczywiście popielaty margiel [2].

Zagadnieniem genezy wapieni i dolomitów komórkowych w Tatrach zamierzamy się zająć razem z mgr. A. Nowakowskim szczegółowiej w oddzielnym opracowaniu.

III. *Dolomity żółto wietrzejące, z przewarstwieniami wapieni bitumicznych, łupków czarnych oraz brekcji śródwarstwowych*

Seria ta dzieli się na dwie części:

1. *Warstwy myophoriowe*. — Są to naprzemianległe warstwy łupków czarnych, czarnych wapieni bitumicznych z pasmowymi strukturami glonowymi typu biohermowego oraz dolomitów płytowych dobrze uwarstwionych. Dolomity mają na powierzchniach spągowych liczne hieroglify postdepozycyjne. Z warstwami wapieni i łupków czarnych związane są typowe brekcje śródwarstwowe, złożone z okruchów tychże wapieni i łupków oraz żółto wietrzejących dolomitów. Wśród okruchów znalazły się również fragmenty margli popielatych ze stropu serii wapieni i dolomitów komórkowych.

W dolomitach z tej serii została znaleziona nieobfita, lecz dość dobrze zachowana fauna. Występuje ona ławicowo na powierzchniach warstw. Składa się ze ślimaków i małżów, wśród których dominuje *Myphoria costata* Zenk. Skorupki o charakterystycznym gęstym, radialnym żeberkowaniu mają wyraźną areę. Są to formy na ogół małe, zbliżone wielkością do formy przedstawionej przez F. Frecha (1908) na tabl. 34, rys. 11. Mają one jednak tylny brzeg skorupki zaokrąglony, co zbliża je do formy P. Assmanna (fide *13*, fig. 453, str. 192), od której są jednak znacznie mniejsze. *Myophoria costata* Zenk. jest w facji wschodnio-alpejskiej charakterystyczna dla najwyższego werfenu (najwyższe Campiler Schichten), gdzie występuje masowo (Myophorien-Schichten). Pojedyncze okazy występują jeszcze w najniższym anizyku (F. Frech 1908).

Badacze słowaccy, m. in. Mišik i Nemčok *(6, 7)* używają w stosunku do górnego werfenu nazwy „kampil" (od „Campiler Schichten") jako synonimu retu. Wydaje się, że nazwa ta powinna być stosowana również i w Tatrach, gdyż wzięta jest z triasu alpejskiego, nie zaś — jak ret (Röth) — z triasu germańskiego. Z tego też powodu określenie to używane jest w niniejszym komunikacie. Dolna część werfenu w Alpach Wschodnich należy do tzw. Seiser Schichten. Do seisu (również termin używany

[2] „Zlepieńce z tatrzańskimi elementami krystalicznymi", opisane przez F. Rabowskiego *(11)* z górnego piętra Doliny Kondratowej, cytowane zaś przez E. Passendorfera *(9)* i M. Turnau-Morawską *(14)* nie występują, jak się okazało, w poziomie wapieni i dolomitów komórkowych, lecz wśród czarnych łupków bitumicznych w warstwach myophoriowych. Nie są to jednak zlepieńce sedymentacyjne, lecz tektoniczne, złożone z wielkich bloków (do 1,5 m) granitów i gnejsów i związane ze strefą silnych zaburzeń tektonicznych.

przez geologów słowackich) należą wobec tego w Tatrach łupki czerwon
z piaskowcami oraz piaskowce i zlepieńce kwarcowe.

2. *Gruby zespół dolomitów ciemnoszarych,* płytowych, żółto wi
trzejących, z dość typowymi dolomitami „groszkowymi" w stropie (są t
być może, przekrystalizowane struktury glonowe), odpowiadających an
logicznym dolomitom z serii Giewontu, opisanym przeze mnie już p
przednio *(2)*. Seria ta łączy się sedymentacyjnie z warstwami myophori
wymi i zawiera również poziomy brekcji śródwarstwowych. Miejscam
wśród tych warstw występują różowe cukrowate dolomity.

IV. *Warstwy triasu środkowego*

Są to:

1. Brekcje podstawowe złożone z okruchów żółto wietrzejącyc
dolomitów i łupków zielonych (z serii wapieni i dolomitów komórkowych
Są one zupełnie podobne do brekcji opisanych przeze mnie z serii Gi
wontu jako brekcje klifowe *(2)*, wyróżnionych zaś również w serii Cze
wonych Wierchów. Brekcje te leżą ostrą granicą na dolomitach kampil
a łączą się sedymentacyjnie z warstwami stropowymi.

2. Szare cukrowate dolomity, przechodzące ku stropowi w

3. szare cukrowate wapienie dolomityczne o warstewkowaniu p
legającym na równoległym ułożeniu ziarenek dolomitu (warstewkowan
ziarenkowe).

4. Wapienie ciemnoniebieskie, zbite, między innymi robaczkowe (
w wyższej części zawierające przewarstwienia dolomitów płytowych.

Myophoria costata Zenk. określa wiek warstw, w których występu
jako górny kampil lub, jeśli zastosujemy podział alpejski, jako najwyższ
werfen (górna część Campiler Schichten)[3]. Leżąca bezpośrednio w spąg
warstw myophoriowych seria tzw. wapieni i dolomitów komórkowy
odpowiadała by wobec tego prawdopodobnie dolnej części kampilu. D
lomity leżące nad warstwami myophoriowymi należą jeszcze prawdop
dobnie do kampilu, choć nie jest wyłączone, że są one już wieku anizy
skiego. Ze względów kartograficznych wygodnie jest granicę piętra sc
tyjskiego (werfenu) i anizyjskiego (wirgloru) przeprowadzić w spągu bre
cji podstawowej (klifowej), która zaznacza bardzo ważny epizod wyn
rzenia i zaczyna nowy cykl sedymentacyjny.

KAMPIL W SERII GIEWONTU I CZERWONYCH WIERCHÓW

Przewodnia fauna kampilu nie została dotychczas znaleziona w se
Giewontu i Czerwonych Wierchów. Jednak wybitne podobieństwo litol

[3] Odkrywka warstw myophoriowych z fauną znajduje się na południowym zb
czu Panienek przy szlaku z Dolinki Smytniej na Przełęcz Iwaniacką, przed znany
odkrywkami tzw. wapieni i dolomitów komórkowych.

giczne tych serii pozwala na tymczasowe zaliczenie odpowiednich warstw do kampilu, a nawet na wyróżnienie wszystkich poziomów wydzielonych w serii Kominów Tylkowych.

W serii Giewontu do kampilu zaliczyć można wszystkie warstwy znajdujące się poniżej poziomu brekcji klifowej, a ponad dolno-werfeńskimi piaskowcami kwarcytycznymi i łupkami czerwonymi.

Warstwy z serii wapieni i dolomitów komórkowych w jednostce Giewontu znane są tylko z kilku punktów (przełęcz Mechy pod Kopą Magury i Dolina Suchej Wody), gdyż w innych miejscach czerwone łupki dolno-werfeńskie sedymentacyjnie łączą się z warstwami myophoriowymi, które mają tu znacznie większą miąższość (60 m w Kalackiej Turni wobec 12 m w Panienkach). Warstwy myophoriowe zastępują tu prawdopodobnie częściowo warstwy z serii wapieni i dolomitów komórkowych. Bezpośrednia granica jest zresztą źle odkryta.

W warstwach myophoriowych serii Giewontu ważną rolę grają tzw. wapienie gradowe — silnie bitumiczne, czarne wapienie z krystalicznymi skupieniami białego dolomitu, będącymi być może przekrystalizowanymi szczątkami glonów skałotwórczych. Liczne są w tej serii brekcje śródwarstwowe, zaliczone przeze mnie uprzednio do środkowego triasu *(2)*.

Dolomity żółto wietrzejące, między innymi groszkowe w serii Giewontu, są bardzo typowe i tutaj też wyróżnione zostały najwcześniej (op. cit.).

Kampil serii Giewontu śledzić można najlepiej na południowym zboczu Giewontu, w Kalackiej Turni oraz na Przełęczy Mechy.

W serii Czerwonych Wierchów warstwy kampilu zachowały się w nielicznych tylko punktach, a przeważnie uległy wyprasowaniu. Okazało się bowiem, że górne skrzydło fałdu Czerwonych Wierchów przy fałdowaniu przesuwało się po skrzydle dolnym wyprasowując go nieraz prawie zupełnie i samo ulegając przy tym potężnym wyciśnięciom. Z tego powodu warstwy dolnego werfenu (piaskowce kwarcytyczne, zlepieńce kwarcowe i łupki czerwone) nie zachowały się w żadnym miejscu na obszarze Tatr Polskich, a warstwy z serii wapieni i dolomitów komórkowych znane są jedynie z kilku miejsc o bardzo niepewnej sytuacji tektonicznej (Myślenickie Turnie i Piekło w Dolinie Kondratowej).

Analiza otoczaków i okruchów w brekcji klifowej ze spągu środkowego triasu w Organach nad Halą Pisaną wykazała, że warstwy kampilu winny być złożone między innymi z łupków zielonych i czerwonych.

Dokładniejsze poszukiwania dowiodły, że warstwy te zachowały się w kilku miejscach w dość wyraźnej pozycji tektonicznej. Pięknie wykształcony kampil, należący do górnego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów, ciągnie się wąskim pasem poniżej Twardego Upłazu nad do-

liną Kamienne oraz występuje w wielu miejscach w Kotle Mułowym między innymi w Kozim Grzybku (grzbiet oddzielający Kocioł Mułow od Litworowego). Szczególnie piękny profil kampilu można śledzić w żl bie pod Chudą Turnią, nad doliną Kamienne.

Prócz wapieni bitumicznych (między innymi gradowych), łupkó czarnych i dolomitów żółto wietrzejących oraz brekcji śródwarstwowyc w serii Czerwonych Wierchów poważną rolę odgrywają łupki zielon i czerwone. Nad warstwami myophoriowymi znajduje się gruba ser dolomitów żółto wietrzejących, niekiedy „groszkowych", przykryta prz brekcję klifową i związane z nią warstwy środkowego triasu (dolomi i wapienie cukrowate).

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Kampil (ret) z przewodnią formą *Myophoria costata* Zenk., któ wyróżniono w serii Kominów Tylkowych, został także wyodrębniony, n podstawie analogii litologicznych, w serii Giewontu i Czerwonych Wie chów, choć na razie nie udokumentowany paleontologicznie.

Kampil (= ret = górny werfen = Campiler Schichten) podzielo na kilka zespołów litologicznych.

1. Seria wapieni i dolomitów komórkowych (kampil dolny) skła się w dolnej części z naprzemianległych warstw łupków zielonych i sz rych dolomitów, a w górnej części z popielatych margli poprzecinany żyłami żółtego kalcytu, będących właściwie brekcją tektoniczną. In rodzaj skał, opisywanych dotychczas jako wapienie i dolomity komórk we, jest to brekcja zboczowa (piargowa), złożona z okruchów skał tw rzących zbocze i sklejonych spoiwem martwicowym.

2. Kampil górny, na który składają się:

a) warstwy myophoriowe — dolomity żółto wietrzejące z fau łupki czarne, czerwone i zielone, czarne wapienie bitumiczne (niekie gradowe) oraz brekcje śródwarstwowe;

b) dolomity żółto wietrzejące, niekiedy groszkowe, które łączą s sedymentacyjnie z warstwami myophoriowymi; ostrą granicą leży n nich brekcja klifowa, stanowiąca podstawę środkowego triasu (pięt anizyjskiego).

W zakreślonych powyżej granicach kampil jest najlepiej zindyw dualizowanym piętrem triasu w Tatrach i może być z łatwością wydzi lony przy przyszłych pracach kartograficznych.

Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, w listopadzie 1955 r.

LITERATURA CYTOWANA

1. FRECH F. Lethaea geognostica, II Tl.: Mesozoicum, 1 Bd.: Trias. Stuttgart 1908.
2. KOTAŃSKI Z. J. Próba genetycznej klasyfikacji brekcji na tle badań wierchowego triasu Tatr (Tentative genetical classification of breccias on the basis of studies concerning the high-Tatric Trias in the Tatra Mts.) — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 24, Nr 1. 1955.
3. KOTAŃSKI Z. J. Wapienie robaczkowe środkowego triasu serii wierchowej Tatr (Vermicular limestones from the high-Tatric Middle Triassic of the Tatra Mts.). — Acta Geol. Pol. t. V, Nr 3. 1955.
4. KUŹNIAR CZ. Skały osadowe tatrzańskie. — Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. Akad. Um., t. 13, z. 3. Kraków 1913.
5. LIMANOWSKI M. Fauna werfeńska w Tatrach. O wysepkach pratatrzańskich. — Kosmos, t. 26. 1901.
6. MIŠIK MILAN. Geologické pomery uzemia medzi Jelšavou a Štítnikom (Die geologischen Verhältnisse des Gebietes zwischen Jelšava und Štitnik). — Geol. Sbornik, r. IV, č. 3-4. 1953.
7. NEMČOK ARNOLD. Geologická stavba oblasti medzi Rimavskou Baňou a Sirkom (Der geologische Aufbau des Gebietes zwischen Rimavska Baňa und Sirk). — Ibidem, r. IV, č. 3-4, 1953.
8. PASSENDORFER E. Jak powstały Tatry. Lwów 1934.
9. PASSENDORFER E. Trias tatrzański. — Geol. Reg. Polski, t. I, z. 1. Pol. Tow. Geol. 1951.
10. RABOWSKI F. Częściowy przewodnik wycieczki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Tatry (Guide partiel de l'excursion de la Société Géologique de Pologne). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 7, 1931.
11. RABOWSKI F. Sprawozdanie z badań wykonywanych w 1930 r. w Tatrach (Compte rendu des recherches géologiques effectuées en 1930 dans la Tatra). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Séances Serv. Géol. Pol.), Nr 30. 1931.
12. RABOWSKI F. Badania w grupie Kominów Tylkowych, wykonane w r. 1938 (Recherches géologiques de la région de Kominy Tylkowe dans la Tatra, exécutées en 1936). — Biul. I. G. 86 pt. Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach, w Pieninach i na Podhalu (série: Recherches géologiques exécutées dans la Tatra, Piénines et en Podhale). 1954.
13. SCHMIDT M. Die Lebewelt unserer Trias. Oehringen 1928.
14. TURNAU-MORAWSKA M. Uwagi o sedymentacji werfenu tatrzańskiego (Remarks concerning sedimentation of the Werfenian beds in Tatra). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.) t. 23. 1955.